



# Contribution d'un modèle 3D de tracé de rayons dans un milieu complexe pour la localisation de sources infrasonores

Pierrick Mialle

## ► To cite this version:

Pierrick Mialle. Contribution d'un modèle 3D de tracé de rayons dans un milieu complexe pour la localisation de sources infrasonores. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Nice Sophia Antipolis, 2007. Français. NNT : . tel-00653258

**HAL Id: tel-00653258**

**<https://theses.hal.science/tel-00653258>**

Submitted on 19 Dec 2011

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre: 00000

## THÈSE de DOCTORAT

# *Contribution d'un modèle 3D de tracé de rayons dans un milieu complexe pour la localisation de sources infrasonores*

présentée devant l'Université de Nice Sophia-Antipolis

par

Pierrick MIALLE

Équipe d'accueil : Laboratoire de Détection et de Géophysique  
Commissariat à l'Énergie Atomique

Composante universitaire : GÉOSCIENCES AZUR  
UNSA / CNRS  
École Doctorale : Sciences Fondamentales et Appliquées  
Université de Nice Sophia - Antipolis

soutenue le 20 décembre 2007 devant la commission d'examen

M. :	Philippe	BLANC-BENON	Professeur	Président et Rapporteur
M. :	Luis	RIVERA	Professeur	Rapporteur
Mme. :	Elisabeth	BLANC	Docteur	Directrice de thèse
M. :	Jean	VIRIEUX	Professeur	Directeur de thèse
M. :	Alexis	LE PICHON	Docteur	Correspondant
M. :	Lars	CERANNA	Docteur	Examineur
MM. :	Laslö	EVERS	MSc	Invités
	Nicolas	BRACHET	Ingénieur	





# Remerciements

La présente thèse de l'Université de Nice Sophia Antipolis a été réalisée à partir de novembre 2004 au Commissariat à l'Énergie Atomique au sein du Laboratoire de Détection et de Géophysique.

Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma gratitude à mes directeurs de thèse, le docteur Elisabeth Blanc, directrice de recherche au *CEA* et le professeur Jean Virieux, professeur de l'Université Joseph Fourier de Grenoble. Je les remercie, tout d'abord, de m'avoir fait confiance pour mener à bien ce projet, et ensuite de m'avoir guidé à travers les différentes étapes de ma thèse.

Je suis très reconnaissant envers le professeur Philippe Blanc-Benon, directeur de recherche *CNRS* au Laboratoire de Mécanique des Fluides et d'Acoustique de l'École Centrale de Lyon, et le professeur Luis Rivera, de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, d'avoir accepté d'être rapporteurs de ma thèse. Je remercie plus spécifiquement le professeur Philippe Blanc-Benon de m'avoir fait, en outre, l'honneur de diriger mon jury de thèse.

Je remercie très particulièrement le docteur Alexis Le Pichon d'avoir suivi mon travail au cours de ces trois années passées au sein du laboratoire de Détection et Sismologie Opérationnelle, d'avoir été disponible et de bons conseils en toutes circonstances.

Je tiens également à remercier les docteurs Yves Cansi et Jocelyn Guilbert de m'avoir accueilli dans leur laboratoire, d'avoir faciliter mon intégration au sein de leur équipe ainsi que de leurs aides et conseils précieux.

Je joins à ces remerciements ceux que j'adresse à Messieurs Jean-Louis Plantet, chef du Service Laboratoire de Détection et de Géophysique et Bruno Feigner, chef du Département Analyse, Surveillance, Environnement au *CEA*.

J'exprime toute ma gratitude au docteur Lars Ceranna du Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe<sup>1</sup> (*BGR*) d'avoir accepté de participer à mon jury de thèse, ainsi qu'à Messieurs Laslő Evers du Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut<sup>2</sup> (*KNMI*) et Nicolas Brachet, du International Data Centre Division<sup>3</sup> (*CTBTO PTS/IDC*) pour leurs participations éclairées lors de ma soutenance.

J'ai une pensée toute particulière et amicale pour l'ensemble du personnel du laboratoire de Détection et Sismologie Opérationnelle et du Centre Sismique Euro-Méditerranéen, qui a su rendre ses trois années très agréables autant au *CEA*, lors de petits déjeuners animés ou de repas de laboratoire plutôt exotiques, qu'en dehors, lors de joutes *badminton-istiques* ou *acrobranch-istiques* (entre autres).

---

<sup>1</sup>Institut Fédéral de Géosciences et des Ressources Naturelles (Hannovre, Allemagne)

<sup>2</sup>Institut Météorologique Royal des Pays-Bas (De Bilt, Pays-Bas)

<sup>3</sup>Centre International de Données, Organisation pour le Traité d'Interdiction Complet des Essais (Vienne, Autriche)

Je salue, à ce même titre, toute l'équipe "animation et organisation des festivités". Merci à vous tous, Stéphanie, Flore, Pierre, Karl, Julien, Yoann, ... sans oublier l'équipe "discussions tardives" de *DSO* composée de Benoît et Olivier.

Un clin d'œil, enfin, aux membres du *MIA* et à mes amis, qui m'ont accompagnés au fil de ces années. Merci à tous !

Je remercie Céline et Alexis de m'avoir ouvert leurs portes et pour leur extrême gentillesse durant ces trois années.

Enfin, je tiens à refermer ce paragraphe en remerciant très chaleureusement ma soeur et mes parents de leur soutien inconditionnel, tout d'abord logistique et surtout affectif. Sans vous trois, rien n'aurait été possible.

# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>1</b>
<b>Table des matières</b>	<b>3</b>
<b>Introduction</b>	<b>7</b>
<b>1 Une propagation dans un milieu complexe</b>	<b>11</b>
1.1 Généralités . . . . .	12
1.1.1 Qu'est-ce qu'un infrason ? . . . . .	12
1.1.2 Structure de l'atmosphère . . . . .	17
1.1.3 Propagation des ondes et phases infrasonores . . . . .	22
1.1.4 Différents modèles atmosphériques . . . . .	30
1.2 Mesures et traitement des données . . . . .	45
1.2.1 Système de mesure . . . . .	45
1.2.2 Méthode de traitement . . . . .	46
1.2.3 Influence du milieu atmosphérique sur les détections . . . . .	49
1.3 Localisation . . . . .	50
1.3.1 Généralités . . . . .	50
1.3.2 Historique . . . . .	51
1.3.3 Nécessité des tables de localisation . . . . .	54
1.3.4 De la prélocalisation vers la localisation . . . . .	61
<b>2 Outils de simulation pour la construction des tables</b>	<b>65</b>
2.1 Etat de l'art : outils de simulations . . . . .	66
2.1.1 Les méthodes asymptotiques . . . . .	66
2.1.2 Les méthodes type ondes . . . . .	67
2.1.3 Choix de l'outil de simulation pour une approche opérationnelle . . . . .	67
2.2 Le problème direct avec l'outil <i>WASP-3D SPH</i> . . . . .	69
2.2.1 Le tracé de rai . . . . .	69
2.2.2 Prise en compte des variations atmosphériques . . . . .	70
2.2.3 Une approche paraxiale pour la prédiction de l'amplitude . . . . .	72
2.2.4 Vers la définition de nouveaux besoins . . . . .	74
2.2.5 Évolutions nécessaires . . . . .	75
2.3 Du problème direct au problème inverse . . . . .	79
2.3.1 Définition du problème inverse . . . . .	79
2.3.2 Différentes méthodes envisageables . . . . .	80
2.4 Construction des tables de propagation . . . . .	81
2.4.1 Des tables pour la localisation . . . . .	81
2.4.2 Méthodologie . . . . .	84

<b>3</b>	<b>Des tables globales vers la localisation</b>	<b>91</b>
3.1	Construction de tables régulières . . . . .	92
3.1.1	Méthodologie . . . . .	92
3.1.2	Description des tables . . . . .	93
3.1.3	Bilan et résultats . . . . .	94
3.1.4	Des nouveaux besoins . . . . .	106
3.2	Construction de tables avancées . . . . .	110
3.2.1	Axes d'amélioration . . . . .	110
3.2.2	Méthodologie . . . . .	112
3.2.3	Résultats et interprétation . . . . .	121
3.2.4	Comparaison entre tables régulières et tables avancées . . . . .	128
3.2.5	Tables avancées par ordre de rebond . . . . .	134
3.2.6	Contrôle qualité . . . . .	139
3.3	Localisation sur grille et recherche de minima . . . . .	141
3.3.1	Prélocalisation et tables locales . . . . .	141
3.3.2	Localisation à plusieurs stations . . . . .	142
3.3.3	Prise en compte des multi-trajets . . . . .	144
<b>4</b>	<b>Variabilité globale et études de cas</b>	<b>147</b>
4.1	Explosion de Ghislenghien (Belgique), le 30 juillet 2004 . . . . .	149
4.1.1	Détections infrasonores et arrivées associées . . . . .	149
4.1.2	Tables locales . . . . .	152
4.1.3	Localisation . . . . .	155
4.2	Explosion de Novaky (Slovaquie), le 2 mars 2007 . . . . .	157
4.2.1	Analyse et localisation sismique . . . . .	157
4.2.2	Détections infrasonores et arrivées associées . . . . .	158
4.2.3	Tables globales . . . . .	164
4.2.4	Tables locales . . . . .	164
4.2.5	Localisation . . . . .	165
4.3	Explosion de Buncefield (Royaume-Uni), le 11 décembre 2005 . . . . .	168
4.3.1	Détections infrasonores et arrivées associées . . . . .	169
4.3.2	Tables globales . . . . .	179
4.3.3	Tables locales . . . . .	180
4.3.4	Localisation . . . . .	181
4.4	Étude de la variabilité spatiale et temporelle des tables . . . . .	188
4.4.1	Variabilité temporelle . . . . .	189
4.4.2	Variabilité spatiale . . . . .	190
4.4.3	Influence des modèles atmosphériques . . . . .	193
	<b>Conclusion</b>	<b>197</b>
	<b>Glossaire</b>	<b>201</b>
	<b>Annexes</b>	<b>203</b>
A.1	Tables régulières "homogénéisées" . . . . .	204
A.2	Compléments pour les comparaisons de tables régulières et avancées . . . . .	218
A.3	Tables globales pour les cas d'études . . . . .	222
A.3.1	Pour Novaky . . . . .	222
A.3.2	Pour Buncefield . . . . .	226
A.4	Compléments pour l'étude de variabilité globale . . . . .	233

<i>Table des matières</i>	5
<b>Annexes B</b>	<b>251</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>253</b>
<b>Table des figures</b>	<b>265</b>
<b>Index</b>	<b>271</b>



# Introduction

Les ondes infrasonores, ou infrasons, sont des ondes acoustiques de fréquences inférieures à celles du domaine audible pouvant se propager dans l'atmosphère sur de longues distances. Elles peuvent être générées par des sources d'origines très variables, soient naturelles, soient anthropiques (volcans, orage, explosions...).

L'existence de telles vibrations a été mise en exergue lors de l'éruption du Krakatoa de 1883, qui a généré des ondes acoustiques enregistrées par les baromètres du monde entier lors de sept révolutions successives autour du globe [Kanamori *et al.*, 1994].

Depuis, les infrasons ont intéressé tantôt les militaires pour localiser les pièces d'artillerie adverses pendant la première guerre mondiale, tantôt les scientifiques pour étudier leurs effets sur le corps humain ou les mécanismes de leur propagation dans l'atmosphère.

Les caractéristiques particulières de la propagation infrasonore ont été étudiées, au cours de la guerre froide, pour surveiller les essais atmosphériques des armes nucléaires. Cette technologie a ensuite été retenue lors de la mise en place des réseaux de surveillance pour le contrôle du traité d'interdiction des essais nucléaires (*TICE*) [Blanc, 2000].

Dans ce cadre, le CEA/DASE a en charge l'installation, la maintenance et l'exploitation de plusieurs stations du Système International de Surveillance (*SSI*). Ces stations sont composées d'au minimum quatre capteurs microbarographiques distants de plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres.

Actuellement, près de 70% du réseau de stations infrasons du *SSI* est installé, certifié et en fonctionnement. Au Centre International des Données (*CID* à Vienne), des traitements automatiques sont réalisés générant des bulletins listant toutes les détections de signaux cohérents trouvées dans la bande de fréquence d'intérêt 0.05 à 4 Hz. Les paramètres alors sauvegardés caractérisent la nature géophysique des signaux, tels que la direction de propagation du front d'onde, sa vitesse de passage, son contenu fréquentiel ou encore son amplitude [Cansi, 1995].

Selon la nature de la source infrasonore et les conditions de la propagation atmosphérique, des ondes peuvent être détectées jusqu'à des distances de plusieurs milliers de kilomètres. En effet, les couches de l'atmosphère et les différents gradients de température jouent le rôle de guides d'ondes, d'autant plus efficaces lorsque la direction de propagation coïncide avec celle des vents à haute altitude.

Une même source pourra alors générer plusieurs signaux (également appelés phases) à une même station microbarométrique, chaque phase ayant suivi une trajectoire distincte des autres dans l'atmosphère. Ces détections associées à ces phases sont chacune caractérisées par des vitesses de passage, des azimuts, des célérités, des temps de propagation et des contenus fréquentiels variables.

En raison des fortes variabilités spatio-temporelles du milieu, la propagation des infrasons en devient un phénomène complexe [Le Pichon *et al.*, 2006a].

L'évolution du milieu atmosphérique ainsi que son influence sur la propagation des infrasons nécessitent une description et une compréhension poussées. La température, les champs de vents



(horizontaux principalement), l'atténuation atmosphérique ou encore la densité du milieu sont autant de grandeurs caractérisant l'atmosphère et qui contrôlent la propagation des infrasons.

Au même titre que la propagation, la localisation des événements infrasonores devient un problème délicat, car particulièrement influencé par les variations du milieu et les multiples trajets possibles suivis dans l'atmosphère.

La simulation permet de prédire cette influence dans une configuration choisie (date, heure et lieu). Elle apporte de l'information, notamment, sur l'identification des différents trajets, mais aussi sur les corrections à apporter aux mesures pour localiser précisément la source.

À cette fin, des modèles atmosphériques décrivant les variations spatiales et temporelles du milieu sont utilisés, des plus simplifiés (modèles empiriques), aux plus complexes (modèles semi-empiriques qui intègrent la ré-assimilation de données météorologiques opérationnelles). La prise en compte de tels modèles atmosphériques permet de simuler de façon réaliste la propagation infrasonore.

La localisation précise de sources infrasonores est indispensable dans le cadre de la chaîne opérationnelle de traitement des infrasons du Centre National de Données (*CND*) français, hébergé par le CEA/DASE. Cette étape cruciale de la chaîne consiste en une analyse détaillée des détections pour chaque station et de l'identification des différents trajets. À l'heure actuelle, des bulletins d'événements détectés et prélocalisés sont produits par le *CND*. Ils intègrent un modèle de vitesse uniforme, invariant en temps et espace, pour tout type de propagation.

L'étape suivante est la production d'un bulletin d'événements localisés avec une plus grande précision, basé sur une description aussi fine que possible de la propagation.

La modélisation de la propagation passe par une description exhaustive du milieu, du sol jusqu'à des altitudes atteignant  $120\text{ km}$ . Les modèles météorologiques en constantes évolutions, révèlent de plus en plus les liens étroits liants la propagation infrasonore à son milieu.

La construction des tables de propagation offre l'opportunité de caractériser et localiser un événement avec précision. La mise en place d'une telle procédure répond à une nécessité dans le cadre d'une surveillance opérationnelle d'événements d'intérêt.

Ce document introduit tout d'abord le cadre de la propagation, différentes méthodes de localisation, ainsi que les outils de simulation choisis, menant à la localisation par recherche sur grille à partir de la construction de tables. Enfin, plusieurs cas d'études sont présentés pour la validation de la démarche.

## **Chapitre 1 :** Une propagation dans un milieu complexe.

La première partie de ce document présente le cadre général de ce travail.

La connaissance de la propagation atmosphérique d'une part, et du milieu atmosphérique d'autre part, en sont les clés de voûte. Ces deux concepts sont fortement liés, la structure de l'atmosphère modifiant la propagation. Les mécanismes et les résultats de cette influence sont introduits.

À travers quelques observations, les problématiques liées à la propagation et à la localisation sont abordées. Une revue des méthodes récemment développées pour localiser les sources est effectuée.

La plupart des approches proposées pour la localisation intègre des outils de simulations  $2D$  avec une prise en compte  $1D$  par bandes des modèles atmosphériques [Garcès and Hetzer, 2004; Drob and Picone, 2003].

La comparaison des méthodes de localisation les plus récentes [O'Brien and Shields, 2004], pointe une limitation majeure liée à l'absence de modèles de célérité et de déviations d'azimut réalistes et intégrant les spécificités de la propagation 3D. L'utilisation de l'outil de tracé de rayons en 3D est alors un apport important.

À partir d'une description fine de la propagation, des méthodes de localisation sont proposées [Brown, 2005].

Les besoins et difficultés inhérents à la démarche de la localisation sont ensuite synthétisés et analysés, ils mettent notamment l'accent sur le besoin de modèles pour corriger l'influence atmosphérique sur la propagation.

Après cette revue des méthodes, une démarche originale est proposée pour la localisation : construire des tables de propagation, ce qui requière l'utilisation intensive d'outils de simulation.

## Chapitre 2 : Outils de simulation pour la construction des tables.

Le second chapitre présente les méthodes existantes de simulation de la propagation, leurs avantages et inconvénients en considérant le côté opérationnel de leur implémentation.

L'outil de tracé de rai *WASP-3D Sph* [Virieux *et al.*, 2004] développé au *LDG* apparaît comme une solution apportant les meilleurs compromis pour fournir les entrées essentielles à la localisation.

L'apport d'un tel outil pour l'identification des phases est également important, *WASP-3D Sph* simulant tous les trajets possibles pour un modèle atmosphérique donné en vue de l'identification des phases.

L'accent est mis sur les spécificités de l'outil et les évolutions qui lui sont apportées dans le cadre d'une démarche de localisation exploitant tous les types de trajets prédits.

Cependant, l'outil ne permet pas de résoudre directement le problème de la localisation. La démarche de localisation proposée est basée sur une méthode inverse [Tarantola and Valette, 1982b] retraçant la propagation depuis la station jusqu'à la source. Les entrées des codes de simulation, la source et ses caractéristiques, deviennent les inconnues de la localisation. Ce problème est résolu par l'implémentation de tables de propagation.

## Chapitre 3 : Des tables globales vers la localisation.

La méthodologie pour calculer les tables de propagation issues de *WASP-3D Sph* est présentée.

Celle-ci est basée sur deux approches : une approche régulière, la plus intuitive, puis une approche avancée, dont le besoin est justifié.

À partir de l'approche par tables régulières, de nouvelles questions émergent concernant leur pertinence. Une nouvelle approche est implémentée intégrant la recherche des zones critiques de transition de phases afin de caractériser au mieux, à partir d'un nombre fini de rayons, tous les trajets possibles atteignant la station.

La démarche méthodologique s'appuie sur des exemples spécifiques pour illustrer le propos et discuter des améliorations obtenues.

La construction des tables de propagation par ces deux approches est présentée et expliquée, et mène à la localisation sur grille en utilisant soit les phases les plus rapides, soit l'ensemble des trajets observés et prédits.

Les tables de propagation et leur utilisation étant introduites, il est intéressant de les insérer dans une démarche événementielle ou à une échelle plus globale.

#### Chapitre 4 : Variabilité globale de la propagation et application à différents cas d'études.

Des cas d'études démonstratifs sont choisis et présentés pour valider les tables de propagation et démontrer leur utilité en tant qu'outil d'aide à l'analyse. Sont présentés et étudiés :

- L'explosion accidentelle d'un pipeline à Ghislenghien, Belgique, en 2004 : détectée sur de nombreuses stations européennes, idéalement réparties en azimut [Evers *et al.*, 2007] ;
- L'explosion accidentelle d'une usine militaire à Novaky, Slovaquie, en 2007 [Mialle *et al.*, 2007b] : elle a eu lieu à une période favorable pour des détections à grandes distances, et a ainsi pu être détectée à près de 4500 km ;
- L'incendie d'un entrepôt de carburant à Buncefield, dans la banlieue de Londres, en 2005 [Ceranna *et al.*, 2007-2008; Mialle *et al.*, 2007c] : événement majeur, de par la détection de trajets multiples sur de nombreuses stations européennes, mais surtout en raison de conditions atmosphériques exceptionnelles ayant fortement remis en cause les méthodes d'analyses et d'identification des phases.

Finalement, les tables sont utilisées pour donner un instantané de l'état de l'atmosphère. L'accent est mis sur sept stations du *SSI* situées sur un même méridien et décrivant de larges variations en latitude.

Cette étude permet l'analyse des variabilités journalières, saisonnières et spatiales à une échelle plus globale des conditions de propagation, et de les comparer pour deux modèles atmosphériques différents.

#### Annexe :

En annexe sont présentées des études complémentaires, liées à la comparaison des modèles atmosphériques, puis à la variabilité spatiale et temporelle des tables.

La comparaison des modèles atmosphériques empiriques et semi-empiriques montre une grande diversité des résultats et démontre le besoin de modèles atmosphériques réalistes.

La dernière partie concerne l'étude de variabilité pour sept stations du *SSI* située sur un même méridien. L'accent est également mis sur la comparaison des modèles atmosphériques Horizontal Wind Model (*HWM*) et European Centre for Medium-range Weather Forecast (*ECMWF*) [Mialle *et al.*, 2007a].

#### Publications :

Deux participations à des publications, en particulier, ont contribué à orienter et enrichir les travaux présentés dans ce document. Ces deux papiers sont joints dans une seconde annexe.

- Le Pichon, A. and Mialle, P. and Guilbert, J. and Vergoz, J., *Multistation infrasonic observations of the Chilean earthquake of 2005 June 13*, Geophysical Journal International, volume 167, 2006 ;
- Ceranna, L. and Le Pichon, A. and Green, D. and Mialle, P., *The Buncefield explosion : a benchmark for infrasound analysis across central Europe*, Geophysical Journal International, 2007, *soumis*.

# Chapitre 1

## Une propagation dans un milieu complexe

### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Généralités</b>	<b>12</b>
1.1.1	Qu'est-ce qu'un infrason ?	12
1.1.1.1	Contexte de recherche	12
1.1.1.2	Principales sources infrasonores	14
1.1.2	Structure de l'atmosphère	17
1.1.2.1	Structure thermique	18
1.1.2.2	Structure des vents	18
1.1.2.3	Principales grandeurs représentatives de l'atmosphère	20
1.1.3	Propagation des ondes et phases infrasonores	22
1.1.3.1	Modélisation de la propagation	22
1.1.3.2	Absorption atmosphérique	27
1.1.3.3	Modes guidés et nomenclature des phases	28
1.1.4	Différents modèles atmosphériques	30
1.1.4.1	Modèles statistiques ou empiriques	31
1.1.4.2	Modèles semi-empiriques	33
<b>1.2</b>	<b>Mesures et traitement des données</b>	<b>45</b>
1.2.1	Système de mesure	45
1.2.2	Méthode de traitement	46
1.2.3	Influence du milieu atmosphérique sur les détections	49
<b>1.3</b>	<b>Localisation</b>	<b>50</b>
1.3.1	Généralités	50
1.3.2	Historique	51
1.3.3	Nécessité des tables de localisation	54
1.3.3.1	État de l'art des tables	54
1.3.3.2	Contraintes liées à la procédure de la localisation infrasonore	57
1.3.3.3	Un obstacle majeur : l'identification des phases	58
1.3.3.4	Construction de tables globales par station	60
1.3.4	De la prélocalisation vers la localisation	61
1.3.4.1	Comment obtenir une prélocalisation ?	61
1.3.4.2	Réponse aux besoins : des outils de simulation interprétant les variabilités de l'atmosphère	62

---

## 1.1 Généralités

Les ondes infrasons appartiennent à un domaine distinct de l'acoustique audible, qui ne peut être entendu par l'oreille humaine.

Leur découverte résulte de l'éruption du volcan Krakatoa en 1883, qui a généré des ondes acoustiques, de fréquences comparables à un séisme, enregistrées sur les baromètres du monde entier lors des passages successifs des ondes autour du globe [Kanamori *et al.*, 1994].

### 1.1.1 Qu'est-ce qu'un infrason ?

Les infrasons sont des ondes acoustiques longues périodes dont les fréquences sont inférieures à celles du domaine audible (0 à 20 *Hz*).

La propagation des infrasons dans l'atmosphère peut s'effectuer sur de longues distances, ce qui intéresse particulièrement les acteurs de la surveillance de l'environnement et de la non prolifération nucléaire.

#### 1.1.1.1 Contexte de recherche

Le Commissariat à l'Énergie Atomique (*CEA*) est un acteur majeur de la lutte contre la prolifération nucléaire, notamment en mettant son expertise au service de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (*AIEA*) et de l'Organisation du traité d'interdiction complète des essais nucléaires (*OTICE* ou *CTBTO* Comprehensive Test Ban Treaty Organisation).

Cette contribution à des programmes stratégiques repose sur les compétences du Département Analyse, Surveillance, Environnement (*DASE*) en matière de suivi des événements sismiques, de détection des radionucléides, de mesures des phénomènes atmosphériques et de conception de capteurs et réseaux associés.

Le but de tels programmes est simple : détecter et analyser toute forme d'essai nucléaire quelle que soit la localisation et l'instant de l'essai. C'est pourquoi la lutte contre la prolifération nucléaire passe en premier lieu par la surveillance du respect des traités internationaux : Traité de Non Prolifération (*TNP*) et Traité d'Interdiction Complète des Essais Nucléaires (*TICE*), signé en 1996 à l'assemblée générale des Nations Unies.

Le système de vérification du *TICE* prévoit en particulier un réseau de surveillance international (Système de Surveillance International *SSI* ou International Monitoring System *IMS*) qui comportera à terme 321 stations réparties à la surface du globe (figure 1.1). Les enregistrements de ces stations seront transmis en temps réel au Centre International des Données (*CID* ou *IDC* : International Data Centre) situé à Vienne (Autriche), chargé de leurs analyses. La prise de décision d'alerter directement les autorités compétentes à échelle régionale ou nationale revient ensuite à chaque membre ou état parti.

L'objectif du système international est de permettre la détection certaine de toute explosion nucléaire d'une énergie supérieure à 1 *kilotonne* d'équivalent *TNT* quel que soit l'endroit du globe où elle se produit, dans le sol, dans l'atmosphère ou dans les océans.

Le *CEA* développe de nouvelles technologies pour les stations et capteurs infrasons, qui ont été choisis pour équiper un grand nombre de stations du *SSI*. Il remplit, de plus, le rôle de Centre National de Données (*CND* ou *NDC*) en transmettant les enregistrements et analyses automatiques de ses différentes stations à l'*IDC*. Plus précisément le *LDG* (Laboratoire de Détection et de Géophysique) produit des bulletins d'événements, alerte les autorités et continue à développer des méthodes d'analyses pour la détection ou la localisation ainsi que des outils de simulation avancés. En ce qui concerne les stations infrasons, onze d'entre elles transmettent continûment leurs données au *CND* français.



FIG. 1.1 – Le réseau du Système de Surveillance International pour les quatre technologies.

Différentes méthodes et technologies peuvent être utilisées pour détecter et localiser un essai nucléaire. Tout dépend de la nature de l'essai, qu'il soit *souterrain*, *aérien* ou *sous-marin*.

Pour détecter un essai nucléaire quatre technologies sont alors disponibles :

- La **sismologie** : Un essai nucléaire souterrain crée des ondes sismiques semblables à celles d'un séisme. On peut donc le détecter à l'aide de sismomètres ;
- L'**aéro-acoustique longue distance** : Un essai nucléaire aérien n'interagissant que très peu avec le sol, les ondes sismiques ne peuvent être utilisées. En revanche, on peut mesurer les perturbations acoustiques qu'il génère dans l'atmosphère. Pour cela, on utilise alors des réseaux de capteurs microbraométriques ;
- L'**hydro-acoustique océanographique** : Un essai nucléaire sous-marin engendre des ondes acoustiques qui peuvent se propager à très grande distance dans l'eau. Pour le détecter, on utilise des hydrophones. Lorsque ces ondes sont transmises à la terre ferme, des stations de détection sismique prennent le relais et détectent les ondes hydro-acoustiques alors converties en ondes sismiques ;
- La **dispersion atmosphérique de radionucléides** : On peut également mesurer les produits radioactifs dispersés dans l'atmosphère lors d'une explosion. Des stations de détection recueillent les particules en suspension dans l'atmosphère et signalent la présence de certains éléments radioactifs caractéristiques d'une explosion nucléaire.

Ce document se concentre uniquement sur la deuxième composante : *l'aéro-acoustique longue distance*.



Pour la propagation des ondes infrasonores, l'une des principales missions l'*IDC* est de fournir des bulletins de détections des événements pour chaque station [Brachet, 2003, 2004; Brachet and Firbas, 2005; Brachet *et al.*, 2006] (section 1.2).

Cependant, pour améliorer la compréhension de la propagation atmosphérique des infrasons, les membres de l'*OTICE* se concentrent également sur les méthodes de simulation de la propagation atmosphérique, en cherchant à les rendre les plus précises et les plus représentatives possible physiquement.

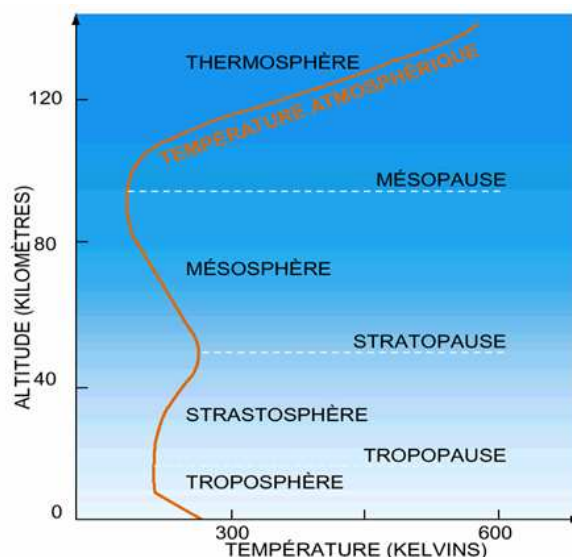


FIG. 1.2 – Structure de l'atmosphère et profil de température.

Ces simulations sont alors limitées par l'état des connaissances actuelles sur la propagation et notamment sur le milieu atmosphérique. Il est également nécessaire d'intégrer les besoins d'information en temps réel (*i.e.* obtenir les résultats des simulations et les analyses détaillées des détections en un temps de calcul raisonnable) dans le choix des simulations [Blanc, 2000].

Aujourd'hui les analyses et simulations sont réalisées à l'aide d'outils de tracé de rayons (basés sur l'acoustique géométrique) en deux ou trois dimensions, mais des outils plus avancés pourraient être utilisés dans un futur plus ou moins proche, comme les méthodes eulériennes qui donnent un champ complet [Artru *et al.*, 2001]. En raison de l'augmentation des capacités de calculs, ce type d'outils fait l'objet de développements continus au sein du *LDG* (section 1.3.4.2).

Ainsi les ondes infrasonores se propagent dans les différentes couches de l'atmosphère (figure 1.2) du sol à la thermosphère en traversant la troposphère, la stratosphère et la mésosphère (en section 1.1.2). Ces ondes ont des origines variées, naturelles ou anthropiques, et se propagent sur des distances fortement variables en fonction notamment du milieu et de la période de l'année, ainsi que de l'énergie de la source.

#### 1.1.1.2 Principales sources infrasonores

Les deux grandes familles de sources infrasonores sont les sources d'origine naturelle et celles générées par les activités humaines [Blanc, 1985] (figure 1.3).

Les sources d'origine naturelle peuvent être sub-divisées en deux catégories d'origine interne ou externe.

### Les sources internes :

- Les **séismes** : Lors de séismes de fortes magnitudes des ondes infrasonores sont détectées par les capteurs microbarométriques. La vitesse de passage des premières ondes cohérentes fait alors apparaître des valeurs caractéristiques d'ondes sismiques. Un des mécanismes qui explique ces grandes valeurs est le couplage avec l'atmosphère des ondes de surface lors de leur propagation [Artru *et al.*, 2001; Hayakawa and Sato, 1994; Le Pichon *et al.*, 2003, 2005b, 2006c].

L'interprétation des mesures permet de retrouver la distribution spatiale des zones de couplage entre les déplacements verticaux du sol et l'atmosphère. Grâce à de tels enregistrements, le rôle de sources acoustiques secondaires joué par les chaînes de montagnes, lorsqu'elles sont mises en vibration juste après un séisme, a été mis en évidence.

- Les **éruptions volcaniques** : Les éruptions volcaniques sont des sources d'ondes de gravité (avec des périodes de 3 minutes) et d'ondes acoustiques (avec des fréquences plus importantes) [Delclos *et al.*, 1990]. Les infrasons produits par certaines éruptions volcaniques peuvent encore être observés après avoir fait le tour de la terre. Des éruptions comme celles du Mont St Helens (Etats-Unis, 1980) ou du Pinatubo (Philippines, 1991) ont libéré des énergies comparables à celles d'essais nucléaires atmosphériques mégatonniques. De plus, les mesures des infrasons produits par les volcans pourraient trouver des applications dans les régions où les volcans sont peu surveillés, les cendres volcaniques étant dangereuses pour la navigation aérienne.

Les volcans sont, à l'heure actuelle, parmi les sources les plus étudiées, de par leurs immobilités et leurs régularités (temporelle et fréquentielle), ce qui permet de réaliser des exercices variés sur les capacités de détection [Le Pichon, 2002; Brown, 2004; Le Pichon *et al.*, 2004a; Vergnolle *et al.*, 2004], la localisation [Evers and Haak, 2004], la discrimination des signaux [Johnson *et al.*, 2006] et même la connaissance du milieu atmosphérique [Le Pichon *et al.*, 2005a, 2006a] ou encore la modélisation de la source acoustique [Buckingham and Garcès, 1996].

- Les **orages atmosphériques** : Les orages sont des sources importantes d'infrasons aux effets plutôt locaux (jusqu'à quelques centaines de kilomètres d'un front orageux). Deux mécanismes sont générateurs de signal infrasonore : le tonnerre (fréquence au-dessus de 0.5 Hz jusque dans le domaine audible) qui peut être identifié par comparaison avec les observations électromagnétiques des éclairs, et les mouvements convectifs des masses d'air (période de l'ordre de la dizaine de minutes) qui peuvent produire des ondes de gravité à une échelle plus importante [Bedard Jr, 2005; Lin and Langston, 2007].
- Les **sprites** : Les sprites sont des flashes lumineux se produisant dans la stratosphère et la mésosphère, au-dessus des cumulo-nimbus. Environ 5% des orages sont suffisamment puissants pour les générer en Europe, ils sont plus nombreux aux latitudes tropicales. Ils se produisent jusqu'à 90 kilomètres d'altitude et avec des dimensions pouvant atteindre 15 kilomètres [Farges *et al.*, 2005; Liskza, 2004].
- Les **Ondes de montagnes** : Les MAW (Mountain Associated Waves) avec des périodes de 20 à 100 s sont générées par les effets des turbulences atmosphériques dans la troposphère (générées aux sommets des hautes montagnes) [Worthington and Thomas, 1997]. Elles peuvent être observées continûment pendant plusieurs jours [Wilson and Olsen, 2003]. A partir d'observations en Mongolie, Guyane et Bolivie, les sources de production de ces ondes ont pu être localisées dans les chaînes de l'Himalaya et de la Cordillère des Andes.
- La **houle océanique** : Les infrasons, associés à la houle résultent d'un couplage entre les vagues à la surface de l'océan et l'atmosphère. Ces infrasons ont un contenu fréquentiel basse fréquence (0.2 à 0.3 Hz). Ces signaux peuvent parcourir de grandes distances (supérieures à 10 000 km) [Garcès and Hetzer, 2003; Garcès and Le Pichon, 2005; Le Pichon



*et al.*, 2006b].

#### Les sources externes :

- Les **météorites** produisent des infrasons lorsqu'ils pénètrent dans l'atmosphère et se désintègrent dans la mésosphère ou basse thermosphère (50 à 100 km d'altitude). Lors de la pénétration dans l'atmosphère, un corps massif doté d'une vitesse bien supérieure à la vitesse du son, libère instantanément une grande partie de son énergie cinétique en provoquant la formation d'une onde de choc dans le milieu. Il subit alors une forte décélération avant d'être fragmenté et d'éventuellement toucher le sol. La formation d'une onde de choc associée à la pénétration dans l'atmosphère s'accompagne de la génération d'infrasons dont la fréquence caractéristique permet de remonter à la taille et à la vitesse de la météorite [Le Pichon *et al.*, 2002b].

L'énergie libérée lors de l'explosion, estimée à partir des signaux infrasons, peut atteindre plusieurs centaines de tonnes d'équivalent TNT. Il est attendu une à deux détectations de bolides atmosphériques de grandes dimensions par an et par station du *SSI* [Brown and ReVelle, 2002; Brown *et al.*, 2002b; Wilson and Drob, 2006; Brown *et al.*, 2007].

- Les **aurores boréales** : Elles sont observées aux hautes latitudes ( $\sim 70^\circ$ ) et sont liées à une augmentation de l'indice magnétique planétaire sous l'effet d'orages magnétiques qui affectent la magnétosphère après des éruptions solaires importantes. Les infrasons sont associés aux mouvements supersoniques des arcs auroraux dans l'ionosphère. Ils sont observés toute l'année avec des maxima aux équinoxes, mais leur nombre augmente lors des maxima d'activité solaire [Wilson, 2003].

Les orages magnétiques produisent également dans l'ionosphère des infrasons ayant des périodes de 10 à 100 s [Blanc and Mercandalli-Rascalou, 1991].

Lors d'orages très importants, l'ovale auroral peut s'étendre jusqu'à des latitudes plus basses de l'ordre de  $45^\circ$  à  $50^\circ$  : on peut alors détecter ce type d'événement sur les stations situées en France ou en Allemagne.

#### Les sources anthropiques, issues de l'activité humaine :

- Les **fortes explosions** : Depuis la mise en place de l'*OTICE*, plusieurs explosions accidentelles ont été détectées, telle que l'explosion de Billy-Berclau (Belgique) le 27 mars 2003, d'un dépôt de carburant dans la banlieue de Londres (Angleterre) le 11 décembre 2005, de l'usine AZF à Toulouse (France) le 21 septembre 2001, d'un pipeline à Ghislenghien (Belgique) le 30 juillet 2004 [Evers *et al.*, 2007]. Des explosions atmosphériques [Stevens *et al.*, 2002] ont également été enregistrées, lors de différentes campagnes de tests et ont ainsi aidé à la compréhension de la propagation infrasonore, notamment des lois d'échelles ou de l'atténuation atmosphérique [Reed, 1972; Whitaker, 1995].
- Les **tirs de carrière** : Ces tirs sont liés à l'utilisation de charges explosives pour le développement des carrières. Les carrières ouvertes en surface sont des sources infrasonores fixes bien connues (événements à des dates et horaires précis) et localisées (spatialement), qui peuvent être détectées par des stations distantes de plusieurs centaines de kilomètres. Ce type d'événement permet de contrôler l'efficacité de la détection du système de stations, et peut permettre de mieux définir ce réseau des stations infrasons à une échelle locale voire globale [Hagerty *et al.*, 2002; Stump *et al.*, 2001a].
- Les **Activités industrielles** : Ces activités sont génératrices de bruits et pollutions sonores dans des gammes de fréquences variées [Liszka, 1974]. En fonction des domaines d'application et du type d'industrie, elles peuvent être génératrices de signaux infrasonores détectables par le réseau *SSI*.



FIG. 1.3 – Les principales sources génératrices d'infrasons dans l'atmosphère.

- Les **éoliennes** : Les pales des éoliennes produisent des infrasons se propageant dans l'atmosphère et donc susceptibles d'être détectés par les capteurs microbarométriques. Toutefois, ces sources sont de faible énergie et donc les distances de propagation restent relativement restreintes. Ces éoliennes ont donc les caractéristiques de perturbateurs locaux [Ceranna *et al.*, 2005].
- Les **avions supersoniques** : Les infrasons engendrés par les avions supersoniques présentent une complexité qui les rapprochent de ceux engendrés par les explosions nucléaires [Liszka, 1978], bien que ces dernières constituent une source puissante capable d'exciter des basses fréquences contrairement au passage d'un avion supersonique. Les signaux générés par le Concorde à l'approche des côtes européennes étaient enregistrés régulièrement par plusieurs stations en Europe [Le Pichon *et al.*, 2002a; Calais and Minster, 1996].

### 1.1.2 Structure de l'atmosphère

La Terre est entourée d'une enveloppe fluide communément appelée atmosphère qui s'étend de la surface terrestre jusqu'à environ 560 kilomètres d'altitude et dont sont surtout connues les propriétés des couches les plus basses. Ces couches les plus basses jouent un rôle important dans la propagation infrasonore.

La propagation des ondes infrasonores sur de grandes distances est directement soumise aux modifications atmosphériques telles que les variations de températures, de vents, de sa composition chimique aussi bien en espace que dans le temps. Les ondes infrasonores générées par une source de puissance suffisante, au sol ou en altitude, peuvent se propager sur plusieurs centaines voire quelques milliers de kilomètres entre la surface terrestre et la haute thermosphère.

La propagation des ondes est guidée par les différentes couches de l'atmosphère, elles mêmes délimitées par les profils verticaux de températures et de vitesse du vent.

### 1.1.2.1 Structure thermique

L'atmosphère peut être représentée par 4 couches liées aux variations de la température avec l'altitude (figure 1.2) :

- La **troposphère** s'étend du sol à une vingtaine de kilomètres d'altitude. Elle est délimitée en altitude par la tropopause avec laquelle elle forme la *basse atmosphère*. Cette région contient 90% de l'atmosphère, 99% de l'humidité et près de 75% de la masse de l'atmosphère. Cette masse est constituée d'éléments solides (poussières) et d'eau sous forme gazeuse, liquide et solide (aiguilles de glace). La troposphère est caractérisée par un fort gradient négatif de pression et de température, cette dernière tombant d'en moyenne 15 à 20 degrés celsius au sol à  $-50^{\circ}\text{C}$  à proximité de la tropopause à 15 kilomètres d'altitude. On peut en outre noter une diminution régulière de la température, en moyenne de  $0.65^{\circ}\text{C}$  par 100 m à partir de 3000 m d'altitude, mais ce gradient dépend également de l'humidité ambiante. La vapeur d'eau y joue un rôle prépondérant, elle est à l'origine des nuages et des précipitations (pluie, neige, grêle). Celle-ci absorbe les radiations de grande longueur d'onde (infra-rouges) émises par le soleil et par la Terre et évite la déperdition de chaleur vers l'espace : les nuits sont ainsi plus froides lorsque le ciel est pur, c'est à dire pauvre en eau. On estime que si la troposphère ne contenait pas de vapeur d'eau, le rayonnement nocturne abaisserait la température jusqu'à des valeurs voisines de  $-100^{\circ}\text{C}$ .
- La **stratosphère** est située au delà de la troposphère jusqu'à 50 kilomètres. En comparaison avec la stratosphère, cette région est moins dense et bien plus sèche, le gradient de température y est positif et la température remonte ainsi jusqu'au voisinage de  $0^{\circ}\text{C}$  à la stratopause. Le gradient positif de température est essentiellement dû à l'absorption du rayonnement ultra-violet provenant du soleil par l'ozone, très présente dans cette région de l'atmosphère. La stratopause sépare la stratosphère de la mésosphère.
- Entre 50 et 90 kilomètres la température chute fortement, jusqu'à près de  $-100^{\circ}\text{C}$ , avec un gradient négatif particulièrement puissant. Cette zone est la **mésosphère**, région la plus froide de l'atmosphère. Ce gradient négatif accélère la propagation des infrasons vers les couches extérieures de la mésosphère. La mésopause sépare la mésosphère de la couche la plus élevée qui entre en jeu dans la propagation des ondes infrasonores. La stratosphère, la stratopause, la mésosphère et la mésopause forment l'*atmosphère moyenne*.
- La **thermosphère** se situe elle au delà de 90 kilomètres d'altitude et se caractérise notamment par un fort gradient de température provenant de l'énergie solaire. Si la température est proche de  $-100^{\circ}\text{C}$  à proximité de la mésopause, elle approche les  $500^{\circ}\text{C}$  à 160 kilomètres d'altitude. Cette région est également communément nommée *atmosphère supérieure*. Les infrasons sont fortement absorbés ou réfléchies par la thermosphère, dans ses premiers 100 kilomètres, et n'atteignent pas l'exosphère s'étendant au delà de 600 kilomètres d'altitude. Des infrasons ont été détectés dans l'ionosphère, jusqu'à environ 300 km d'altitude, à des fréquences de plusieurs dizaines de secondes.

### 1.1.2.2 Structure des vents

Les mouvements de l'air sont déterminés par les radiations solaires, il en résulte des bilans radiatifs différents aux pôles et à l'équateur. Ce bilan est positif à l'équateur mais négatif aux pôles du fait de l'obliquité des rayons solaires : une même énergie lumineuse est répartie sur une plus grande surface aux pôles.

D'autre part, l'ensoleillement varie selon les saisons perturbant ainsi régulièrement le bilan thermique global. Enfin, l'eau, la terre, la glace et la végétation ont une réponse spécifique vis-

à-vis des radiations solaires, en les absorbant ou les réfléchissant différemment. Ainsi, les masses d'air portées à des températures inégales se déplacent pour atteindre l'équilibre thermique.

Lorsqu'une masse d'air chaud se trouve au contact d'une masse d'air froid, celle-ci tend à se placer au dessus de l'air froid, la position d'équilibre correspondant à la superposition des deux masses n'est obtenue que rarement et de manière très locale. L'épaisseur de la troposphère étant plus importante à l'équateur qu'au pôle, à isoaltitude, la pression y est donc plus forte. Selon ce principe, on peut s'attendre, à l'échelle de la planète, à ce que l'air chaud (haute pression) de l'équateur se dirige vers les pôles et surmonte l'air polaire (basse pression) : en altitude devrait donc s'établir un courant chaud de l'équateur aux pôles et par compensation un courant froid au sol en sens inverse. On observe donc une force proportionnelle au gradient de pression s'exerçant au niveau du *front* (zone séparant deux masses d'airs distinctes) : la *force de gradient*.

Les déplacements de masses d'air sont également influencés par la rotation de la Terre, par une force de déviation nommée : *force géostrophique* ou *force de Coriolis*. Cette dernière, nulle à l'équateur croît avec les latitudes (et s'oppose donc) en direction du Nord et du Sud.

Les vents sont ainsi la résultante de la force de gradient modifiée par la force de Coriolis dont la direction est tangente au *front* de pression. Afin de rendre compte de ces différents phénomènes, les vents sont décomposés en *vents zonaux* (suivant un parallèle, Est-Ouest) et en *vents méridiens* (suivant un méridien, Nord-Sud).

La structure des vents se complexifie également avec l'altitude, et il est alors possible de distinguer des comportements distincts dans les différentes couches atmosphériques précédemment introduites.

#### • Dans la basse et moyenne atmosphère : troposphère et stratosphère

Dans la troposphère et la stratosphère, au dessus de l'équateur thermique (là où les rayons du Soleil sont perpendiculaires à la surface du globe), les mouvements zonaux vont toujours de l'Est vers l'Ouest. Quand on s'éloigne de part et d'autre de cet équateur (vers les latitudes plus élevées), il y a une transition progressive donnant lieu, au delà de la tropopause, à une circulation inversée violente : ces phénomènes sont nommés "jets" tropicaux orientés d'Ouest en Est.

La position de l'équateur thermique changeant avec les saisons (oscillation Nord-Sud), il est possible de se trouver, par exemple à la latitude de  $10^\circ$ , avec une injection en basse stratosphère (20 – 30 km), qui selon la saison se retrouve avec des vents soit Est-Ouest, soit Ouest-Est.

Dire que le sens des vents résulte de la rotation de la terre est toujours vrai. Les jets tropicaux qui circulent d'ouest en est sont aussi une conséquence de l'effet Coriolis.

- La structure des vents dans la basse stratosphère (12 à 15 km) est proche de celle de la haute troposphère. Elle est dominée par la présence des courants jets. Les jets "tropicaux" à  $30^\circ N$  et  $30^\circ S$  sont des courants d'Ouest (vers l'Est) et sont dus à la force de Coriolis qui dévie les particules allant de l'équateur au pôle Nord vers la droite dans l'hémisphère Nord (et inversement dans l'hémisphère Sud, les particules allant de l'équateur en direction du pôle Sud, on retrouve bien un jet d'Ouest).  
Le jet de l'hémisphère d'hiver est plus fort. En effet, la cellule de Hadley, l'une des trois cellules convectives régissant la circulation globale, est plus forte car il y a un plus grand déficit en énergie dans le pôle d'hiver (respectivement Nord ou Sud suivant la saison). La circulation globale transporte, quant à elle, l'énergie depuis l'équateur vers les pôles.
- Dans la haute stratosphère (s'étendant approximativement de 30 km d'altitude jusqu'à la moyenne mésosphère, soit une altitude proche de 80 km), la circulation est marquée par de forts jets (plus de 200 km/h) situés vers 65 km d'altitude (altitude de la stratopause).

Celui de l'hémisphère d'hiver est d'Ouest (vers l'Est) alors que celui de l'hémisphère d'été est d'Est (donc vers l'Ouest). La relation dite du "vent thermique" permet de comprendre ce phénomène. Cette relation énonce que pour un gradient méridien de température donné, il lui est associé un cisaillement (gradient vertical) du vent zonal correspondant (et vice versa).

À altitude constante, la température diminue en allant vers le Nord, le gradient méridien de température est alors négatif et crée un gradient vertical positif du vent zonal, et donc un jet d'Ouest. Pendant l'été la tendance s'inverse.

En hiver dans l'hémisphère Sud, un gradient méridien positif est à noter, et avec l'inversion du paramètre de Coriolis (entre hémisphère Nord et Sud), on se retrouve avec un gradient vertical négatif pour le vent zonal et donc un jet d'Est.

Les mouvements méridiens, qui répartissent globalement la chaleur, sont assez faibles par rapport aux mouvements zonaux dans la basse et moyenne atmosphère, phénomènes qui sont d'autant plus marqués dans la stratosphère.

### • Dans la haute atmosphère : thermosphère

La structure des vents dans cette région de l'atmosphère est très fortement marquée par des effets semi-diurnes, liés aux marées solaires et aux effets géomagnétiques. Les composantes des vents peuvent par exemple s'inverser radicalement toutes les 12 heures. La vitesse précise de ces vents est assez complexe à évaluer, mais les variations particulièrement rapides des phénomènes physiques expliquent les effets diurnes, semi-diurnes, ter-diurnes et saisonniers observés.

Ces vents sont de fortes intensités et les modèles donnent souvent des valeurs proches de  $100 \text{ m/s}$  qui paraissent toutefois encore sous-évaluées dans cette région de l'atmosphère.

#### 1.1.2.3 Principales grandeurs représentatives de l'atmosphère

Un certain nombre de grandeurs caractéristiques de l'atmosphère influent ainsi sur la propagation des infrasons. Ces influences sont d'autant plus variables que les distances de propagation sont importantes ou prennent des ampleurs différentes en fonction des couches atmosphériques atteintes.

La figure 1.4 présente les variations des principales grandeurs caractéristiques que sont la température, la densité du milieu, la viscosité, la pression, la fraction molaire ou encore la concentration molaire en eau de l'atmosphère, toutes exprimées en fonction de l'altitude.

Toutes les courbes présentées sont obtenues à partir de modèles empiriques bien connus de la communauté et qui feront l'objet d'une présentation détaillée dans le paragraphe 1.1.4 traitant les différents modèles atmosphériques.

Entre la surface du globe et  $180 \text{ km}$  d'altitude, la pression varie de manière quasi exponentielle entre des valeurs proches de  $10^5$  et jusqu'à  $10^{-5} \text{ Pa}$  en haute atmosphère, tout comme la densité entre 1 au sol et  $10^{-10}$  environ à  $180 \text{ km}$  d'altitude. Ce phénomène de raréfaction de gaz joue un rôle non négligeable sur l'amplitude comme nous le verrons ensuite.

Le profil thermique atmosphérique oscille lui entre  $250^\circ\text{K}$  et  $1000^\circ\text{K}$  comme présenté précédemment. Celui-ci influe directement sur la propagation des ondes infrasonores et est détaillé dans la section suivante 1.1.3.

La viscosité suit une évolution similaire au profil thermique, alors que la concentration en eau et la fraction molaire des principaux composants de l'atmosphère varient diversement et exponentiellement avec l'altitude. Tout comme la densité, ces grandeurs agissent sur l'amplitude des ondes infrasonores.



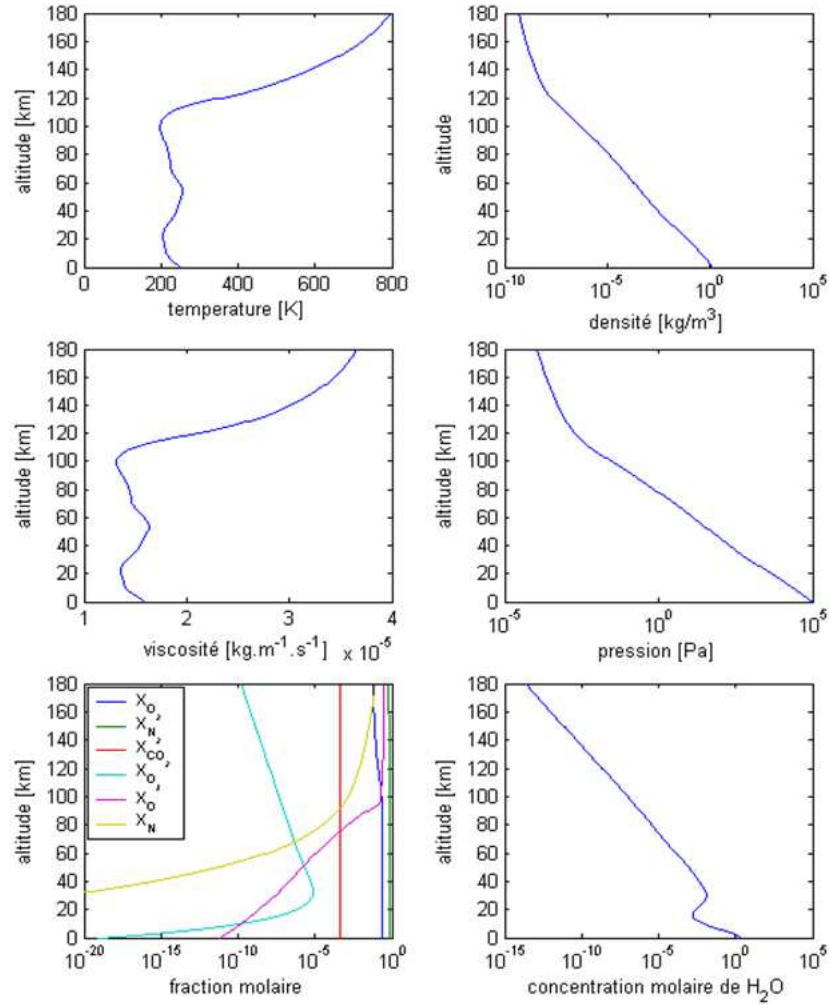


FIG. 1.4 – Évolution de grandeurs caractéristiques de l'atmosphère en fonction de l'altitude ; de haut en bas et de gauche à droite, la température, la densité, la viscosité, la pression, les fractions molaires des principaux composants ( $O_2$ ,  $O_3$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $N$ ,  $O$  et  $H_2O$ ) constituant l'atmosphère, et l'humidité [Lambotte, 2003].

### • Composition chimique atmosphérique

La composition chimique de l'atmosphère influe directement sur l'absorption des infrasons dans les hautes couches de l'atmosphère. La masse totale de l'atmosphère est estimée à  $5.29 \cdot 10^{18} \text{ kg}$ , masse négligeable comparée à celle des mers ( $1.35 \cdot 10^{21} \text{ kg}$ ) ou de l'ensemble du globe terrestre ( $5.98 \cdot 10^{24} \text{ kg}$ ).

L'azote, l'oxygène et l'argon composent ainsi près de 99.9% de l'atmosphère. En particulier, la troposphère est une couche troublée par des mouvements relativement désordonnés en apparence, et ce verticalement ou horizontalement. Cette dernière contient près de 75% de la masse de l'atmosphère. Du fait de ce brassage incessant, sa composition chimique en principaux constituants apparaît quasiment constante.

### • Évolution spatiale de ces grandeurs caractéristiques

La prise en compte de ces paramètres et de leurs évolutions spatio-temporelles est primordiale afin d'évaluer correctement l'amplitude des ondes infrasonores, cet aspect est d'autant plus important lors de propagations sur de très longues distances.

Les variations en longitude sont moins importantes que celles en latitude, en revanche les variations diurnes sont également marquées et ne peuvent être négligées. Sur  $20^\circ$  de variation en latitude, on a en moyenne des différences de température de l'ordre de 4% au niveau du sol, 7% autour de 85 km d'altitude, et proche de 3% aux environs de 180 km d'altitude. Pour la densité, les différences sont en moyenne de l'ordre de 4% au niveau du sol, 13% autour de 80 km et 5% autour de 180 km.

Il est ainsi nécessaire de prendre en considération cette atmosphère complexe et changeante, et ce aussi bien spatialement que temporellement pour toute analyse d'évènement infrasonore.

### 1.1.3 Propagation des ondes et phases infrasonores

De nombreux facteurs influencent la propagation des infrasons dans l'atmosphère. La propagation des ondes est modélisée en intégrant les différents effets du milieu. La modélisation aide alors à la compréhension et à l'analyse de la propagation.

#### 1.1.3.1 Modélisation de la propagation

La propagation des infrasons correspond à une variation de pression qui se propage dans un milieu complexe le contraignant, l'atmosphère. Cette propagation est ainsi définie par la mécanique des fluides et ses lois.

##### • Mécanique des fluides

La propagation des infrasons est régie par les équations de la mécanique des fluides [Hines, 1960]. En première approximation, les forces de Coriolis ainsi que les effets de la viscosité due aux vents sont négligés. L'atmosphère, dans laquelle se propage les ondes, est de plus considérée isothermique et aucun apport de matière n'est effectué.

Dans le paragraphe suivant, ces hypothèses sont en réalité contredites. Cependant cette approximation reste correcte pour définir le domaine d'étude de la propagation infrasonore dans l'atmosphère.

Cette approche conduit ainsi aux équations hydrodynamiques linéarisées pour un fluide compressible [Landau and Lifchitz, 1989; Peyret, 1995] :

- Équation de conservation de la masse :  $\frac{\partial p_r}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{v}) = 0$
- Équation d'Euler (ou équation de mouvement) :  $\rho \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = \rho \vec{g} - \vec{\nabla} p_r$
- Équation de l'état adiabatique :  $\frac{\partial p_r}{\partial t} = c^2 \frac{\partial \rho}{\partial t}$

Où :  $\rho$  est la densité atmosphérique.

$p_r$  est la perturbation de pression atmosphérique.

$t$  est la variation de temps.

$\vec{v}$  est la perturbation de vitesse.

$c$  est la célérité du son.

$\vec{g}$  est l'accélération de la gravité.

La célérité du son et la température de l'air peuvent être reliées, en première approximation et en absence de dispersion, par la relation :

$$c = \sqrt{\frac{\gamma RT}{M}}, \quad (1.1)$$

où  $\gamma = 1.4$  est le rapport usuel de chaleurs spécifiques.  
dédié de la loi de comportement.  
adiabatique d'un gaz parfait *n-atomique*.  
 $R = 8.31432 \text{ J/(mol.K)}$  est la constante de Boltzmann.  
ou constante des gaz parfaits.  
 $T$  est la température en degré Kelvin.  
 $M = 29.8 \text{ kg/mol}$  est la masse molaire moyenne.

On en déduit alors la relation de dispersion de la mécanique des fluides pour un cas bi-dimensionnel :

$$\omega^4 - \omega^2 c^2 (k_x^2 + k_z^2) + (\gamma - 1) g^2 k_x^2 - \frac{\gamma^2 g^2 \omega^2}{4c^2} = 0. \quad (1.2)$$

Et finalement la relation de dispersion simplifiée exprimée en fonction des fréquence de coupure et de Brunt-Väisälä :

$$\omega^4 - \omega^2 c^2 k^2 - \omega_a^2 \omega^2 + c^2 \omega_b^2 k_x^2 = 0, \quad (1.3)$$

où  $k$  est le nombre d'onde.  
 $\omega_a = \frac{\gamma g}{2c}$  est la fréquence acoustique de coupure.  
 $\omega_b = \frac{g\sqrt{\gamma-1}}{c}$  est la fréquence de Brunt-Väisälä (ou fréquence de flottabilité).

Les fréquences acoustiques de coupure<sup>1</sup> ( $f_a \approx 0.03 \text{ Hz}$ ) et de Brunt-Väisälä<sup>2</sup> ( $f_b \approx 125 \text{ s}$ ) limitent le domaine de propagation des ondes infrasonores étudiées ici (figure 1.5).

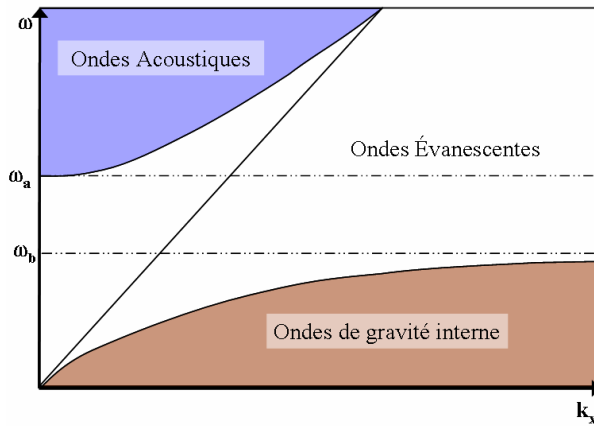


FIG. 1.5 – Définition du domaine fréquentiel d'étude des ondes infrasonores.

### • Influence des variations de températures

La température de l'atmosphère a un effet prépondérant sur les infrasons, un gradient positif de vitesse du son réfracte les ondes vers le sol et un gradient négatif favorise la propagation vers des altitudes plus élevées. L'onde est ainsi piégée entre le sol et son altitude de réfraction, ce qui aide à différencier un nombre fini de guides d'ondes. La partie 1.1.3.3 détaille ces principaux guides.

Bien que le profil thermique de l'atmosphère varie avec la latitude et la saison, et ce pour une altitude donnée, les variations temporelles et horizontales de température restent relativement

<sup>1</sup>La fréquence acoustique de coupure est la fréquence en deçà de laquelle aucune onde acoustique ne peut se propager. Elle est caractérisée par une forte chute d'amplitude.

<sup>2</sup>La fréquence de Brunt-Väisälä rend compte de la condition de stabilité statique d'une particule d'air sous une action extérieure.



faibles devant les variations verticales, ou devant les variations d'autres grandeurs caractéristiques du milieu (telles que la pression ou les champs de vents notamment).

La figure 1.6 illustre les évolutions des profils de température au cours d'une année, tels que les prédisent les modèles *MSIS-E*, pour deux stations infrasons : Flers et *I22FR* (stations du *SSI* située en Nouvelle-Calédonie). Les variations saisonnières sont faibles devant les variations en altitudes. Ainsi, le jet stratosphérique<sup>3</sup> (situé entre 35 et 45 *km* d'altitude) évolue au cours de l'année et se caractérise par des températures plus élevées durant l'été (de la même manière, à *I22FR*, ce phénomène s'intensifie durant l'été austral).

La figure 1.7 montre les variations de température à l'échelle du globe, en hiver (au 1<sup>er</sup> janvier 2003) et en été (au 1<sup>er</sup> juillet 2003), pour deux altitudes (1 et 140 kilomètres). Ces valeurs sont issues des modèles empiriques *MSISE-90* (section 1.1.4.1). La variabilité des profils de température de l'atmosphère n'est donc pas seulement le fait des variations d'altitudes, la température est également fortement influencée par les dimensions horizontales (latitudes et longitudes). Cette influence s'exprime, en outre, différemment suivant les couches de l'atmosphère, en raison de leur composition en eau ou du rayonnement ultra-violet (section 1.1.2).

Au sol, les écarts horizontaux maximum de température ne dépassent pas 60°K (valeur obtenue à partir des modèles empiriques), à l'échelle du globe. Les cartes de températures à 1 *km* d'altitude présentent également des formes similaires, ces écarts de température au sol restent en effet relativement stable dans le temps, quelques soient les saisons. En revanche, en altitude, ces changements atteignent des valeurs élevées (140°K à 140 *km* par exemple) et ces couches de l'atmosphère sont alors soumises à de fortes variations saisonnières, sub-saisonnières et même diurnes.

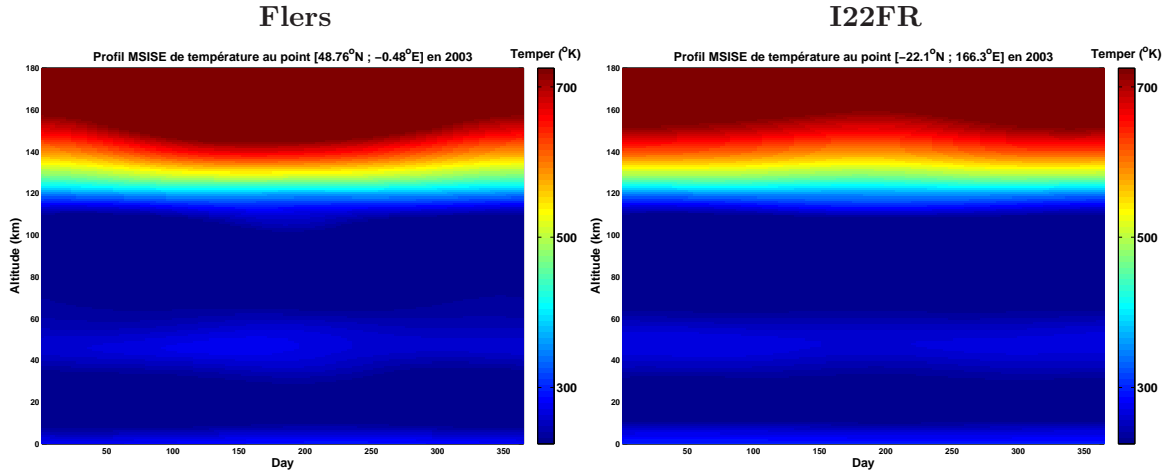


FIG. 1.6 – Variations saisonnières de température obtenues avec les modèles *MSIS-E* à Flers et à *I22FR* (Nouvelle-Calédonie) en 2003.

Entre 0 et 140 *km* d'altitude, l'amplitude maximale de variation atteint 0.3 *km/s*.

À une altitude donnée, les variations de vitesse du son sont de l'ordre de 15 *m/s* dans la troposphère et la stratosphère, pour des valeurs moyennes de 290 *m/s* et 320 *m/s*, respectivement. Ces variations sont maximales, atteignant 50 *m/s* dans la mésosphère, pour une valeur moyenne de 300 *m/s* à 80 *km* d'altitude.

On s'attend donc à ce que les variations spatiales et temporelles de la température influencent plus fortement la propagation dans la haute atmosphère. Les effets des variations spatio-temporelles sur la propagation seront détaillés dans le paragraphe 1.1.4.

<sup>3</sup>Le jet stratosphérique, en référence au courant-jet (*jet-stream*) dans la troposphère, représente une région où les vents dans la stratosphère sont élevés, il est présenté en section 1.1.2.

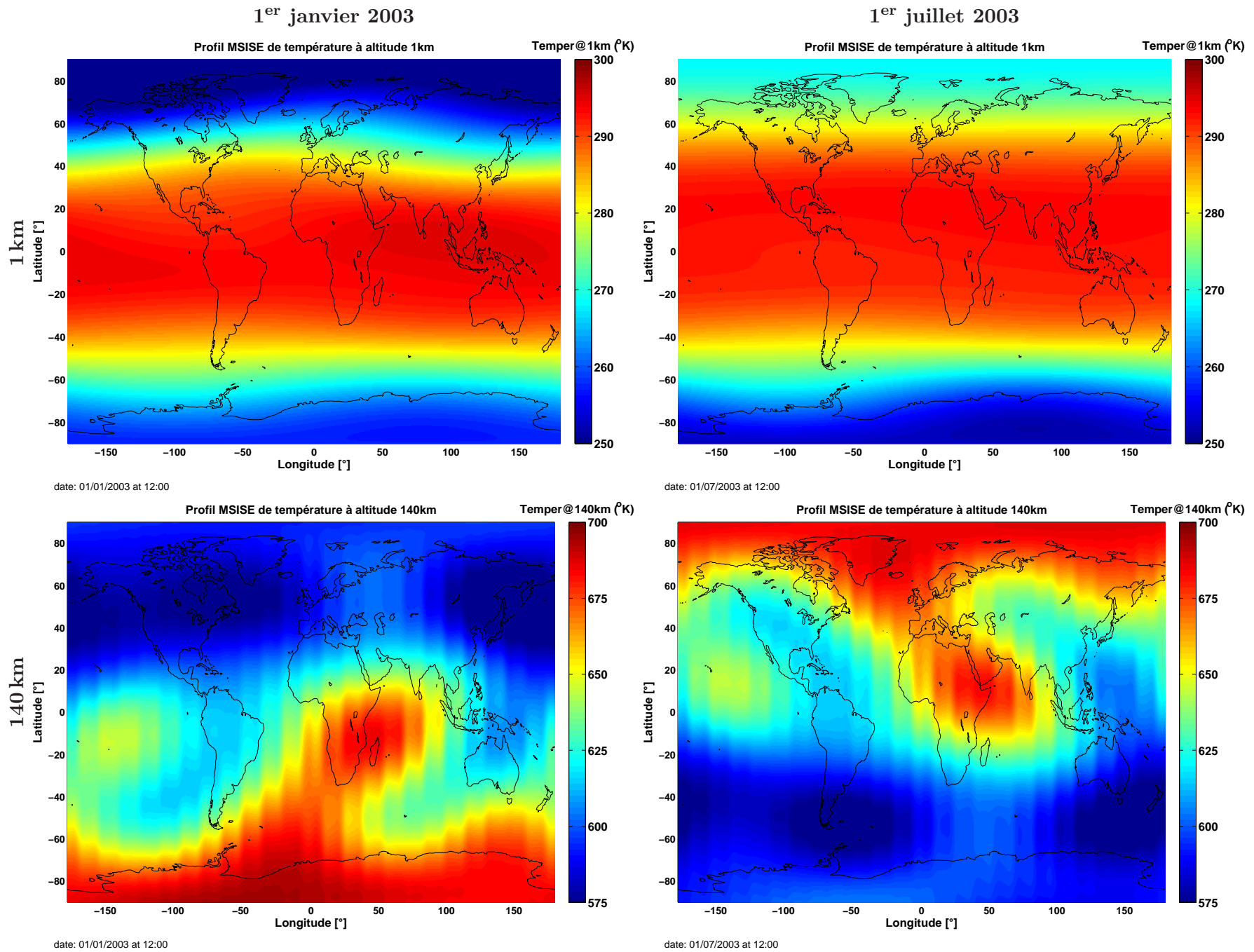


FIG. 1.7 – Variations de la température avec les modèles empiriques *MSIS-E* au 1<sup>er</sup> janvier 2003 (gauche) et 1<sup>er</sup> juillet 2003 (droite) à des altitudes de 1 km (a) et (b), et de 140 km (c) et (d).

### • Influence des vents sur la propagation

Contrairement au profil thermique, le profil des vents varie fortement avec l'altitude, la latitude, la saison et l'heure de la journée. Il est donc indispensable de disposer de modèles atmosphériques suffisamment précis pour évaluer correctement la trajectoire des ondes.

La figure 1.8 illustre les variations saisonnières et spatiales de la vitesse du vent en altitude (modèles *HWM-93* présentés dans la partie 1.1.4.1). Pour une altitude donnée, les variations maximales annuelles de la vitesse des vents sont bien plus prépondérantes dans la direction *Est-Ouest*. Entre l'hiver et l'été, elles sont de l'ordre de  $150\text{ m/s}$  pour le vent zonal dans la stratosphère et de  $30\text{ m/s}$  pour le vent méridien (*Sud-Nord*) dans cette même région. Les variations spatiales sont également très marquées pour le vent zonal (*Ouest-Est*), elles peuvent atteindre  $150\text{ m/s}$  entre deux points géographiques éloignés de quelques milliers de kilomètres. La propagation des ondes entre la surface du sol et la mésosphère est principalement régie par ces variations saisonnières et spatiales.

Par exemple, la propagation est favorisée vers l'Est en hiver dans l'hémisphère Nord lorsque les vents dans la stratosphère soufflent dans cette même direction, les mêmes conditions sont observées dans l'hémisphère Sud, mais cette fois-ci durant l'été (section 1.1.4).

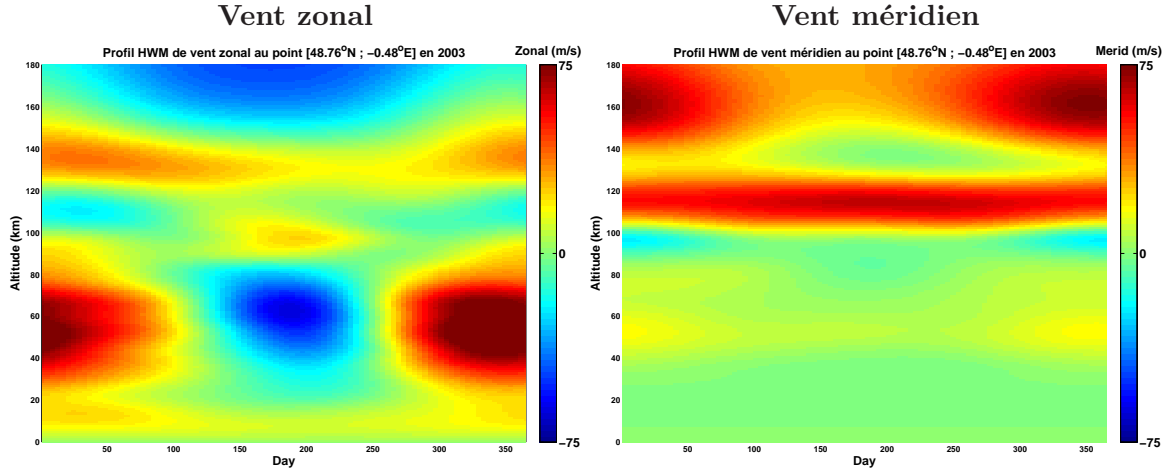


FIG. 1.8 – Variations saisonnières des champs de vent obtenus avec le modèle *HWM*, à Flers pour l'année 2003.

Les vents font varier de manière non négligeable la vitesse effective du son. Celle-ci est fonction de la température et de la vitesse des vents projetés sur la direction principale de propagation.

La figure 1.9 illustre cet effet. Dans cet exemple, un fort vent stratosphérique souffle d'Est en Ouest. La composition de la vitesse du son et des vents accentue le gradient du profil de vitesse effective du son dans la direction des vents (donc ici vers l'Ouest) et l'atténue dans le sens opposé. Il en résulte un mode guidé stratosphérique supplémentaire dans le sens du vent à l'Est de la source.

L'influence des vents est présentée avec des résultats de simulations par tracé de rayons. Elles aident à visualiser les trajectoires suivies par les ondes. Il est ainsi évident que les propagations vers l'Est et vers l'Ouest sont asymétriques, car directement reliées à la direction des vents dominants dans la stratosphère.

La prise en compte des effets des vents sur la propagation, et leur compréhension, sont des enjeux importants et essentiels, tant ces phénomènes fluctuent en espace et en temps.

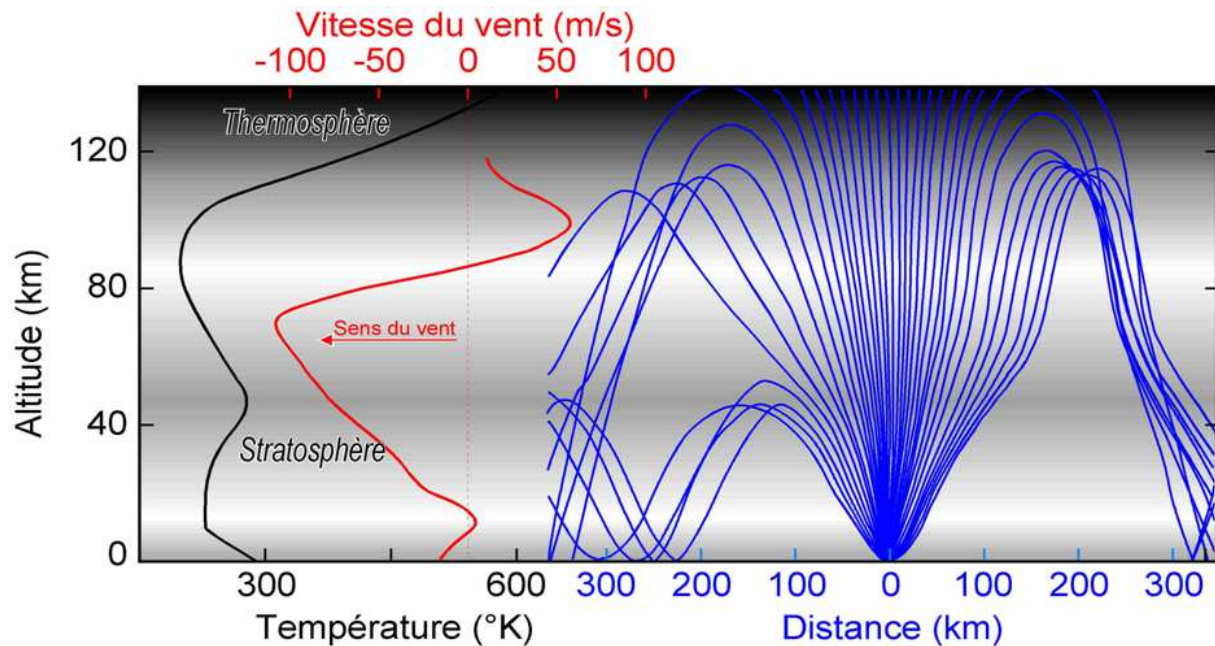


FIG. 1.9 – Influence des vents sur la propagation. Illustration avec une simulation par tracé de rai, la propagation Est-Ouest est asymétrique [Blanc *et al.*, 1997].

### 1.1.3.2 Absorption atmosphérique

L'absorption atmosphérique est directement proportionnelle à la fréquence du signal.

L'absorption par longueur d'onde est donc quasiment négligeable pour les basses fréquences, ce qui est le cas des ondes infrasonores.

Cependant, dans le cas de la propagation des ondes sur de longues distances (plusieurs centaines de fois la longueur d'onde), la valeur de l'absorption atmosphérique totale peut devenir très importante.

Différents mécanismes d'absorption interviennent, tels que :

**La viscosité** : Elle caractérise la propension d'un fluide à s'écouler uniformément et sans résistance dans un milieu. La viscosité fait intervenir le poids de l'air et les différentes forces d'inerties variables au sein de l'atmosphère ;

**La conductivité thermique** : La conduction thermique s'oppose au gradient de température créé par le passage d'une onde ;

**La diffusion** : Aussi appelée diffusion gazeuse, réfléchit aléatoirement les ondes dans l'atmosphère. Elle est la conséquence de la composition granulaire de l'atmosphère et dépend majoritairement de la longueur d'onde, de la densité des molécules et de l'épaisseur d'atmosphère franchie ;

**Les mécanismes de relaxation** : Composé de deux processus physiques différents, tout d'abord une *relaxation par transfert d'énergie* entre les degrés de liberté en translation de la molécule et les degrés de liberté interne de la molécule (*rotation* ou *vibration*), et ensuite une *relaxation par dissipation d'énergie* faisant intervenir les réactions chimiques provoquées par un déséquilibre résultant du passage de l'onde sonore.

De nombreux travaux sur les mécanismes de relaxation [Greenspan, 1959] et la conduction thermique (aussi regroupée avec les pertes par frottements visqueux) [Pitteway and Hines, 1963; Barry *et al.*, 1966; Evans *et al.*, 1972; Rind, 1977] ont été menés depuis près de cinquante ans.

Plus récemment les travaux de Sutherland et Bass ont aidé à mieux comprendre, et surtout à mieux quantifier ces effets [Bass, 1981; Bass *et al.*, 1990, 1995, 1996; Sutherland and Bass, 1996, 2004].

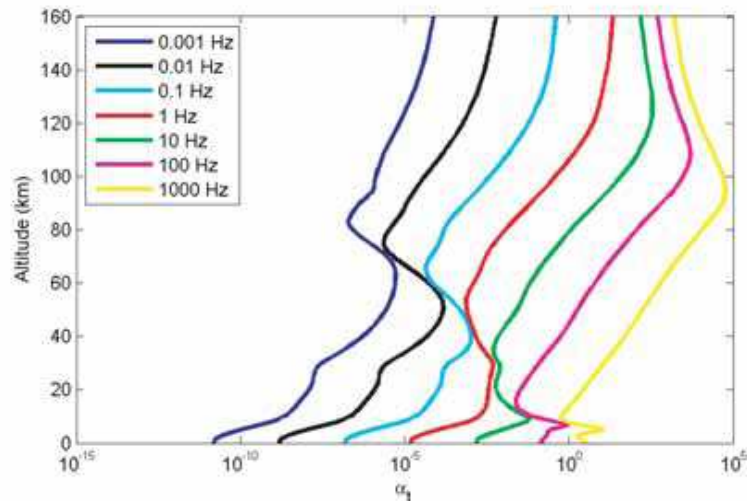


FIG. 1.10 – Coefficient total d'atténuation  $\alpha_t$  en  $\text{dB}/\text{km}$ , en fonction de la fréquence et de l'altitude [Bass and Hetzer, 2006].

La figure 1.10 présente les variations du coefficient d'atténuation en fonction de l'altitude et pour différentes fréquences, de  $10^{-3}$  à  $10^3 \text{ Hz}$ . Pour les altitudes les plus élevées (typiquement au delà de  $120 \text{ km}$ ) et pour les gammes de fréquences classiques de détection (entre  $0.5$  et  $4 \text{ Hz}$ ) l'atténuation exerce une action prépondérante sur l'amplitude des ondes infrasonores, en la diminuant de manière exponentielle.

### 1.1.3.3 Modes guidés et nomenclature des phases

Les ondes infrasonores peuvent être guidées dans les quatre zones de l'atmosphère précédemment citées. Ces guides d'ondes entraînent donc la création de trajectoires variables lors de la propagation des infrasons dans l'atmosphère et ceci pour des ondes issues d'une même source.

Ces trajectoires différentes sont alors appelées phases infrasonores.

Une nomenclature a récemment été proposée pour uniformiser l'appellation des phases infrasonores [Brown *et al.*, 2002a; Garcès *et al.*, 2002b], comme ce fut le cas en sismologie.

Cette première nomenclature décrivant les trois grandes familles de phases : troposphériques, stratosphériques et thermosphériques, a également été complétée par les résultats de détections issues d'explosion à la surface du globe [Kulichkov *et al.*, 2004]. De nouvelles phases, très rarement observées, sont alors ajoutée à la nomenclature : ondes de Lamb [Francis, 1975] et phases mésosphériques.

Bien qu'au moins huit types de phases aient été observées, l'accent est mis sur les trois grandes catégories de phases, qui composent la grande majorité des détections infrasons :

- Les phases **troposphériques** ( $Iw$ ) sont guidées entre le sol et des altitudes maximales d'environ  $20 \text{ km}$ . Elles ne peuvent théoriquement pas exister en l'absence de vent en raison du gradient négatif de la température dans cette région. Elles sont cependant observées en présence d'inversions de température dans la couche limite planétaire lorsque le sol est plus froid que l'atmosphère à quelques kilomètres d'altitude ( ce qui est souvent le cas la



journée au-dessus des océans, ou en fin de nuit sur les continents, notamment en hiver), ou lorsque des forts vents (présence de jets dans la troposphère) viennent compenser la décroissance de la température avec l'altitude. Ces ondes peuvent avoir des amplitudes significatives du fait de la faible absorption atmosphérique et d'un facteur d'expansion géométrique quasiment négligeable.

Toutefois, compte tenu de la variabilité des conditions atmosphériques dans la troposphère, elles ne peuvent se propager sur de grandes distances (au maximum quelques centaines de kilomètres). Leur existence dépend donc principalement des conditions atmosphériques locales, et leur prédiction, de la précision des modèles atmosphériques utilisés pour les simulations. Elles sont caractérisées par des vitesses de passage (vitesse horizontale du front d'onde mesurée à travers la station) proches de la vitesse du son au sol (propagation quasi-horizontale).

- Les phases **stratosphériques** (*Is*) sont guidées entre le sol et la stratopause (environ 50 km). Ces phases existent dans les directions des vents dominants dans la stratosphère (principalement vers l'Est en hiver dans l'hémisphère Nord, et vers l'Ouest dans l'hémisphère Sud ; en été, ces tendances s'inversent). Ces vents ont de fortes variations saisonnières.

Les phases *Is* sont présentes aux moyennes et hautes latitudes (présence de vortex polaires), mais rares dans les régions équatoriales (vents faibles). Plus localement, elles peuvent aussi être favorisées par des perturbations atmosphériques induites par des ondes planétaires ou des orages. Étant faiblement atténuées, elles peuvent se propager sur de grandes distances (plusieurs milliers de kilomètres). Comme pour les phases *Iw*, les vitesses de passage sont proches de la vitesse du son au sol (typiquement 0.34 – 0.36 km/s).

- Les phases **thermosphériques** (*It*) sont guidées entre le sol et la thermosphère. Quel que soit le profil des vents, ces phases sont toujours prédites en raison du gradient important de température. Cependant, les ondes étant fortement atténuées dans la haute atmosphère, elles ne sont pas systématiquement observées aux stations, même à des distances relativement courtes (de l'ordre de quelques centaines de kilomètres). A titre d'exemple, une onde de fréquence 0.5 Hz réfractée à 110 km d'altitude sera atténuée d'environ 120 dB à 600 km de distance. L'absorption sera d'autant plus importante que la fréquence est élevée, comme présenté dans le paragraphe 1.1.3.2.

L'altitude de réfraction dépend de l'activité géomagnétique et des cycles solaires qui sont responsables du réchauffement de la haute atmosphère. Les caractéristiques de la thermosphère (température et vent) varient fortement, même à des échelles de quelques heures (section 1.1.4.1). Parmi les phases *It*, on distingue les phases *Ita* et *Itb* se réfractant respectivement dans la basse thermosphère (inférieure à 120 km), et la haute thermosphère (supérieure à 120 km). Les vitesses de passage de ces phases peuvent être élevées (typiquement 0.36 – 0.50 km/s). Elles sont en général identifiées par un angle d'incidence important (jusqu'à 50° par rapport au plan horizontal) et un contenu basse fréquence (inférieur au Hertz).

Lorsque la source est en altitude, le récepteur peut se trouver sur la trajectoire des ondes se propageant en visée directe vers le sol. Si la distance horizontale entre la source et le récepteur ne dépasse pas 300 kilomètres (elle doit être inférieure à la distance maximale séparant deux rebonds au sol), on peut alors parler de **phases directes**.

Pour des sources situées à 10 – 15 km d'altitude, l'énergie est piégée dans des guides de type *Is* ou *It*, avec une altitude basse située entre 1 et 5 km au-dessus de la surface du sol. Une partie de l'énergie acoustique accumulée le long des caustiques (focalisations autour des ondes réfractées) peut être diffractée et mesurée au sol [Weber and Donn, 1982]. Ce phénomène peut

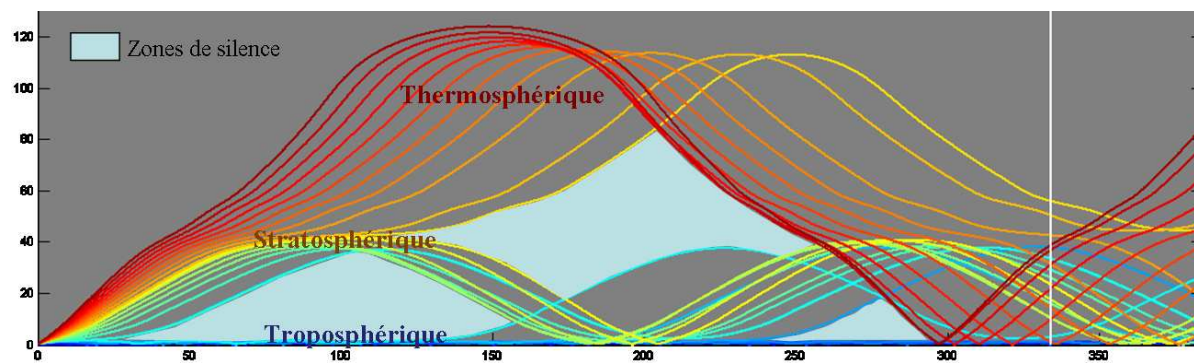


FIG. 1.11 – Représentation des zones de silence (surfaces bleutées) avec des simulations de la propagation des infrasons dans l'atmosphère.

aussi être observé lorsque des perturbations atmosphériques ou de hauts reliefs interfèrent avec le guide.

Les phases diffractées enregistrées portent les noms *Isd* (guide d'onde élevé entre la strato-pause et la troposphère) ou *It* (guide d'onde élevé entre la troposphère et la thermosphère). Ces phases ne sont pas prédites par la théorie des tracés de rayons, ainsi qu'il sera abordé dans le chapitre 2.2, bien que leurs détections aient bien été démontrées, et ce notamment pour des ondes guidées entre le jet stratosphérique et la tropopause [Norris *et al.*, 2007].

L'étendue et la position des zones de silence (ou zones d'ombre) sont fonction des profils de vents et de température. C'est pour cette raison que certains signaux, même issus d'une source proche, peuvent ne pas être observés à la station. Typiquement, pour une source au sol, en l'absence de vents, la distance au premier rebond est de l'ordre de 300 km (phase *It*). Si les vents dans la stratosphère sont suffisamment forts, la zone de silence se réduit à 150 – 250 km (phase *Is*).

Dans le cas où le récepteur se trouve à l'intérieur de cette zone, les codes de simulations opérationnels (basés sur la théorie des rayons) ne prévoient aucune arrivée mesurable (figure 1.11).

Le tableau 1.1 décrit ces phases, précise les altitudes maximales de réfraction des ondes infrasonores vers le sol par type de phase et indique des valeurs caractéristiques de célérité<sup>4</sup>.

De récentes analyses font état d'une nouvelle sous-catégorie de phases, les phases stratosphériques précurseurs [Evers *et al.*, 2007] (elles ont été mises en évidence lors de l'analyse de l'explosion de Buncefield, qui fait l'objet de la section 4.3 où ces phases particulières sont présentées).

#### 1.1.4 Différents modèles atmosphériques

Les phénomènes influant sur l'état de l'atmosphère sont donc particulièrement importants lorsque l'on considère la propagation des ondes infrasonores. Dans cette perspective, il est indispensable d'avoir à sa disposition des modèles atmosphériques. Ils donnent des informations sur l'atmosphère à des niveaux de détails variables.

On distinguera ainsi les modèles atmosphériques statistiques ou encore empiriques, et les modèles semi-empiriques développés plus récemment.

<sup>4</sup>Les valeurs de célérité (rapport entre la distance horizontale parcourue par l'onde et le temps de propagation) sont données à titre indicatif. Elles varient significativement avec la saison (phases *Is* et *It*) et l'heure de la journée (pour les phases *It* principalement). Elles peuvent s'écarter sensiblement de ces plages selon les modèles de vent en altitude.

Phase	Désignation	Altitudes de retour ( <i>km</i> )	Célérité ( <i>m/s</i> )
Ondes de Lamb	—	0 – 1	> 330
Troposphérique	<i>Iw</i>	1 – 20	310 – 330
Stratosphérique	<i>Is</i>	20 – 50	280 – 310
Stratosphérique diffractée	<i>Isd</i>	20 – 50	280 – 310
Mésosphérique	—	50 – 85	280 – 310
Thermosphérique basse	<i>It - Ita</i>	85 – 120	250 – 280
Thermosphérique haute	<i>Itb</i>	> 120	240 – 270
Thermosphérique diffractée	<i>Itb</i>	> 85	270 – 300

TAB. 1.1 – Nomenclature étendue des principales phases infrasons [Brown *et al.*, 2002a; Garcès *et al.*, 2002b; Kulichkov *et al.*, 2004].

La distinction de tels modèles dans le cadre de simulations de la propagation est particulièrement importante, d'autant plus dans l'optique de l'utilisation des résultats de ces simulations dans un contexte opérationnel. Ces modèles, outre le fait qu'ils puissent être implémentés dans des procédures aux applications distinctes (études spécifiques ou traitement automatique), se révèlent être également complémentaires.

Enfin, les perturbations des différentes couches de l'atmosphère sont séparées et triées dans deux sous-domaines : les cycles réguliers et les variations aléatoires.

Les cycles réguliers sont prévisibles, ils sont ainsi intégrés dans les modèles empiriques et les modèles semi-empiriques. En revanche, les variations aléatoires de l'atmosphère ont un caractère *a priori* imprévisible. Les modèles semi-empiriques tentent donc de quantifier ces variations et d'en fournir une prédiction, en se basant sur des observations.

#### 1.1.4.1 Modèles statistiques ou empiriques

Deux modèles empiriques de prédiction météorologique ont été développés et améliorés ces dernières années.

Le modèle *HWM* donnant les profils des vents horizontaux séparés en deux composantes : les vents méridiens d'une part et zonaux d'autre part.

Les informations inhérentes à l'évolution spatio-temporelle des profils de températures, de densités et de composition chimique de l'atmosphère sont, en revanche, générées par le modèle *MSIS-E*. La température permet d'obtenir les vitesses du son, les deux grandeurs étant reliées linéairement.

Tous ces profils ainsi obtenus sont construits pour des altitudes allant du sol à 180 kilomètres, ce qui est particulièrement adapté à la propagation atmosphériques des ondes infrasonores.

- ***HWM-93* : Horizontal Wind Model (version 1993)**

Dans nos simulations, la version empirique de modèles atmosphériques utilisée est *HWM-93* [Hedin *et al.*, 1991, 1996]. A l'origine le premier modèle *HWM-87* incluait des données satellites ce qui limitait les informations sur les vents aux composantes au delà de 220 kilomètres d'altitude [Hedin *et al.*, 1988]. Ce modèle a ensuite été étendu de la haute atmosphère vers le sol en intégrant des données mesurées par différentes techniques d'observation telles que mesures par radars, interféromètres optiques Fabry-Perot, ballons sondes ou encore systèmes d'analyse numérique de prédiction du temps.



Le modèle fournit ainsi les composantes méridiennes et zonales des vents en fonction d'entrées spatio-temporelles, jour, heure locale, latitude et longitude, mais il est également fonction de l'indice d'activité magnétique ou des flux solaires tels que marées solaires dominantes, effets de forçages géomagnétiques, ondes planétaires stationnaires de faibles ordres et variations saisonnières. Il présente un avantage certain sur les modèles théoriques du fait de l'intégration d'observables moyennés et relevés sur une durée de vingt ans de 1963 à 1983, ce qui lui confère son caractère statistique.

• **MSISE-90 : Mass Spectrometer, Incoherent Scatter - Extended (version 1990)**

Le modèle MSISE-90 [Hedin, 1991, 1987] est quant à lui un modèle empirique de l'atmosphère fournissant des données sur l'évolution de la température avec l'altitude ainsi que sur les densités des principales espèces chimiques composant l'atmosphère : oxygène et di-oxygène, azote et di-azote, hydrogène et hélium.

Dans ce cas également, les profils sont compilés pour une date : jour et heure locale, un lieu : latitude et longitude, et pour une activité magnétique et solaire spécifique. Le modèle est construit à partir de données issues de sept satellites, des relevés effectués avec des fusées ainsi que de nombreuses mesures au sol.

• **Variabilité et limitations des modèles MSISE-90 et HWM-93**

Les régions les plus basses de l'atmosphère, troposphère et stratosphère sont peu influencées et affectées par les effets des marées solaires, du rayonnement ultraviolet ou de l'activité géomagnétique.

En revanche la mésosphère et la basse thermosphère sont caractérisées par une raréfaction du gaz qui provoque une forte dépendance aux cycles solaires. Plus haut, la haute thermosphère et l'ionosphère sont sensibles à l'activité géomagnétique de par la présence de gaz chargé. On peut ainsi noter la présence d'évènements perturbants intégrés, au moins partiellement, dans ces modèles (phénomènes notamment étudiés par Milton Garcès [Garcès *et al.*, 1999, 2002a]).

Les principales sources de perturbations relevées :

- Les marées solaires sont une des principales sources de perturbation de la basse thermosphère et de la mésosphère avec des périodes diurnes (24 heures), semi-diurnes (12 heures) et même ter-diurnes (6 heures). Ces marées solaires sont le fruit de l'activité solaire et notamment du flux de chaleur solaire sur les quantités d'eau, d' $O_2$  et de  $N_2$  présentes dans la troposphère, ainsi que sur l'ozone de la stratosphère. De plus, ces perturbations varient fortement en fonction de la latitude (en raison de l'inclinaison des rayons solaires et de l'axe terrestre) et de la saison.
- Les orages magnétiques influent d'une manière prépondérante sur l'ionosphère aux hautes latitudes, et peuvent aussi affecter la mésosphère et la basse thermosphère.
- Le rayonnement ultraviolet touche pour sa part l'ensemble de la thermosphère. En effet le rayonnement ultraviolet est absorbé par l'oxygène, le di-oxygène et le di-azote de la thermosphère avec des variations liées au cycle solaire de 11 ans ou à la rotation du Soleil (27 jours). Ce rayonnement influence également les températures mésosphérique et thermosphérique basse par phénomène de conduction et ainsi modifié sensiblement les altitudes de réfraction ou les déviations d'azimuts propres à la propagation infrasonore.

Il faut toutefois noter que ces modèles empiriques restent limités en terme de description des cycles solaires, de l'activité magnétique ou des vortex polaires. Tout comme le lissage des observables des vents a pour conséquence de masquer le caractère stochastique propre à l'atmosphère.

Les profils de vents obtenus par *HWM* sont alors souvent sous-estimés dans la région stratosphérique. Pourtant c'est dans cette zone de l'atmosphère que leurs influences sur la propagation des ondes infrasonores prennent tout leur sens. De plus, les inversions irrégulières des vents troposphériques en sont également absentes.

Le lissage des observables entraînent des biais importants des champs de vents, températures et composition chimique de l'atmosphère (résolution spatiale horizontale supérieure à 500 kilomètres, verticale de 10 *km* et ter-diurnes temporellement).

Il apparaît ainsi que ces modèles sont particulièrement adaptés dans le cadre d'une utilisation globale et dans le but de réaliser des statistiques sur les caractéristiques de la propagation infrasonore. Mais ils peuvent aussi entraîner des biais importants dans les simulations lors d'études de cas spécifiques de l'état de l'atmosphère.

Pour la basse atmosphère et la stratosphère, jusqu'à des altitudes proches de 50 kilomètres, il existe des modèles atmosphériques plus réalistes qui peuvent être couplés avec les modèles empiriques pour les régions hautes de l'atmosphère.

#### 1.1.4.2 Modèles semi-empiriques

L'assimilation de données météorologiques issues d'observables obtenus au sol, par satellite ou par d'autres méthodes, a permis le développement de modèles de prédiction du temps ré-analysés en permanence.

Ces modèles présentent l'avantage d'intégrer les descriptions des phénomènes perturbatifs des basses et moyennes atmosphères. Ils offrent ainsi des profils de plus haute résolution, que ceux issus des modèles empiriques, et ce jusqu'à des altitudes variant selon les modèles entre 35 et 50 kilomètres d'altitude, grâce à leur système d'assimilation variationnelle des données enregistrées. Les résolutions de ces modèles sont généralement de l'ordre du degré horizontalement (soit environ 100 kilomètres), du kilomètre verticalement et ter-diurnes.

##### • *ECMWF* : European Centre for Medium-Range Weather Forecast

Au niveau européen, des modèles de prédiction du temps sont développés par *ECMWF*. On trouve ainsi des modèles semi-empiriques basés sur l'assimilation de 15 ans de données *ERA-15*<sup>5</sup> pour la période 1979 à 1993 et plus récemment sur l'assimilation de 40 ans de mesures *ERA-40* [Uppala *et al.*, 2005] pour la période 1957 à 2001 (incluant la ré-analyse de *ERA-15*) ou *ERA-interim* présentant une précision encore accrue [Uppala, 2006].

Le modèle *ECMWF* est basé sur, d'une part, les informations produites par un système d'assimilation des données et sur, d'autre part, des informations extérieures d'observables et de conditions aux limites.

Les modèles de prédiction *ERA-15* délivrent ainsi des données à une échelle globale et ce toutes les six heures, de champs de vents horizontaux et de champs de températures entre différents niveaux isobares (21 niveaux) allant de 1000 *hPa* (proche du sol) à 1 *hPa* (soit environ 48 km d'altitude).

À titre de comparaison, les modèles *ERA-40* proposent 60 niveaux isobares du sol jusqu'à 65 *km* (0.1 *hPa*) et *ERA-interim* donnent 91 niveaux du sol à 81 *km* d'altitude environ (soit 0.01 *hPa*).

La figure 1.12 présente les variations saisonnières des vents zonaux et méridiens à l'échelle du globe pour le jour julien 1 de l'année 2003 et le jour julien 182 de cette même année à 12 : 00 *GMT*.

---

<sup>5</sup>*ERA* : *ECMWF* Re-Analysis

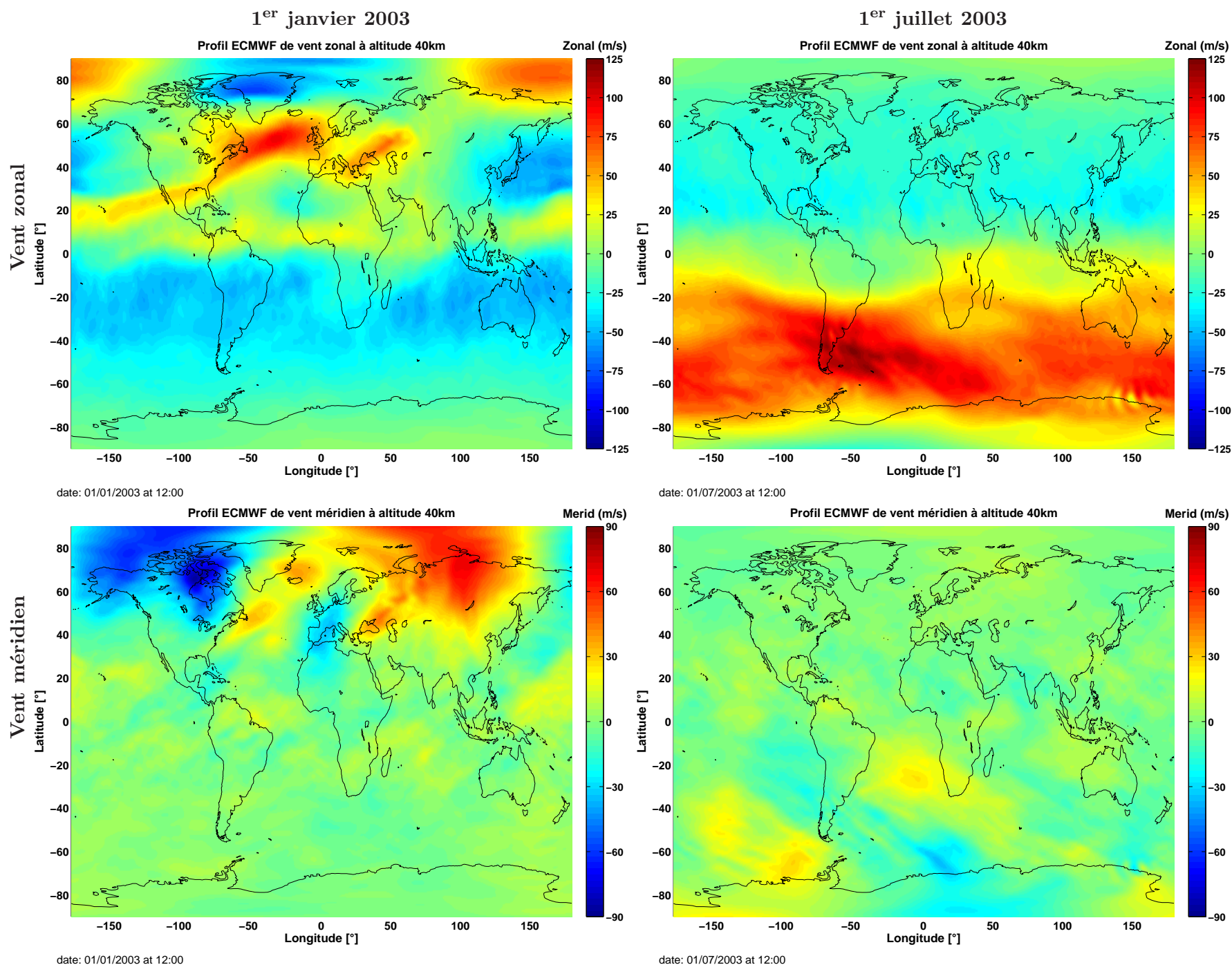


FIG. 1.12 – Variations des vents horizontaux, zonaux et méridiens, obtenus avec le modèle *ECMWF* pour les dates du 1<sup>er</sup> janvier 2003 et du 1<sup>er</sup> juillet 2003 pour une altitude de 40 kilomètres et à l'échelle du globe.

Il apparaît des zones de valeurs extrêmes des champs de vents, sur les différentes figures, alternativement dans l'hémisphère sud durant l'été (hiver austral) et dans l'hémisphère nord durant l'hiver. Ces tendances sont observables pour les deux composantes des vents bien qu'ayant localement des comportements différents. On remarque également l'absence de vent au niveau de l'équateur dans tous les cas considérés.

La figure 1.13 illustre les variations spatiales observées dans la troposphère (10 km) et la stratosphère (40 km). Ces deux altitudes sont intéressantes pour déterminer la présence de jets troposphériques et stratosphériques, qui peuvent piéger les ondes infrasonores et ainsi créer des guides d'ondes.

Les jets troposphériques sont d'amplitudes relativement faibles (vitesses de vents horizontales inférieurs à 15 m/s), le lissage statistique des modèles empiriques empêche leur prédiction. L'apport d'un modèle, comme *ECMWF*, est ainsi particulièrement attrayant pour détecter les guides d'ondes en présence ou, tout du moins, ne pas les manquer.

La présence de ces jets thermosphériques et stratosphériques ont une influence sur la propagation des infrasons, et leurs apparitions à échelles locales ou régionales impliquent des évolutions dans les simulations de la propagation (chapitre 2, section 2.2).

L'utilisation de ces modèles semi-empiriques a également une incidence forte sur la localisation et par conséquent sur les méthodes de localisation. Les développements présentés en chapitre 2, section 2.4 ont d'ailleurs été influencés par les capacités de prédiction des modèles semi-empiriques *ECMWF*, mais aussi *NRL-G2S* (section 1.1.4.2).

Il est à noter que la résolution horizontale de tels modèles est de 1.125° (en latitude et longitude). Les altitudes, en revanche, sont elles déduites des vingt-et-un niveau d'isopressions, répartis entre 1000 hPa et 1 hPa (soit entre le sol et environ 48 kilomètres d'altitudes).

La gamme d'altitude proposée par les modèles *ECMWF* n'est, en revanche, pas compatible avec la problématique de la propagation des ondes infrasonores. Cette dernière nécessite, en effet, des modèles atmosphériques s'étendant du sol jusqu'à la thermosphère (au delà de 120 km d'altitude préférablement).

Afin d'implémenter de tels modèles, il devient envisageable de les raccorder avec les modèles empiriques *HWM* et *MSIS-E*, qui décrivent alors la haute atmosphère (de la haute stratosphère jusqu'à la haute thermosphère).

D'autres modèles fournissent des profils équivalents, regroupés sous l'appellation *NWP*<sup>6</sup>, notamment certains modèles américains *NOAA-NCEP*<sup>7</sup>, *FNMOG-NOGAPS*<sup>8</sup>, *NASA-DAO*<sup>9</sup>... Ils offrent tous des spécificités, des résolutions et des domaines (en altitude en particulier) différents.

---

<sup>6</sup>*NWP* : Numerical Weather Prediction

<sup>7</sup>*NOAA-NCEP* : National Oceanic and Atmospheric Administration - National Centers for Environmental Prediction

<sup>8</sup>*FNMOG-NOGAPS* : Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center - Navy Operational Global Atmospheric Prediction System

<sup>9</sup>*NASA-DAO* : National Aeronautics and Space Administration - Data Assimilation Office

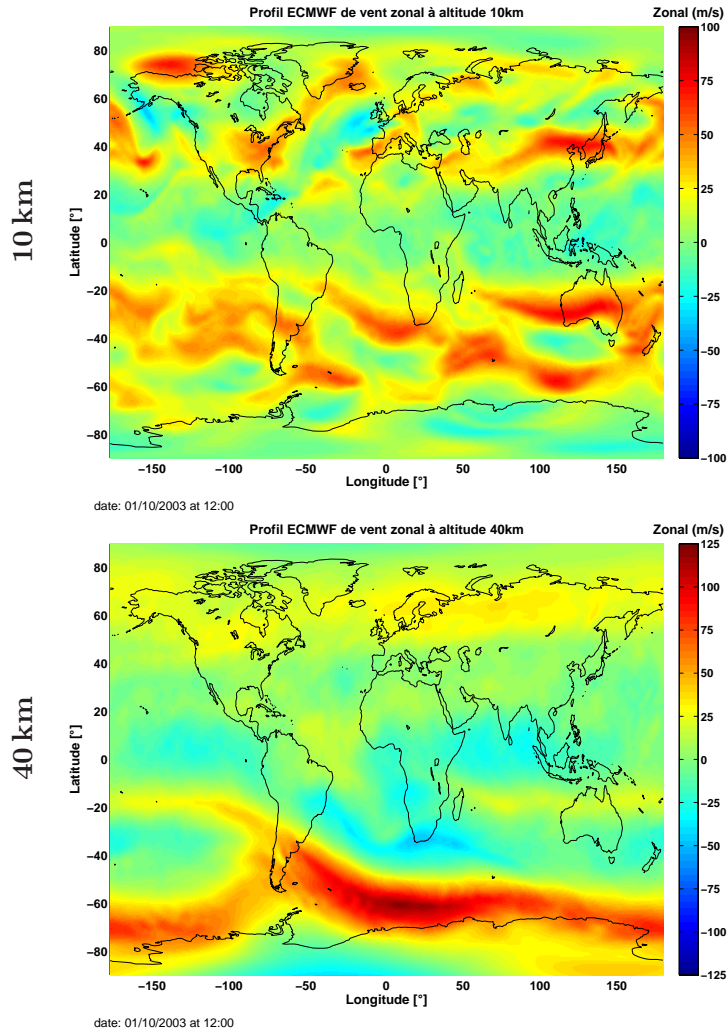


FIG. 1.13 – Variations spatiales des vents zonaux *ECMWF*, à l'échelle du globe et pour les altitudes de 10 km (haut) et 40 km (bas) le 1<sup>er</sup> octobre 2003.

- ***NRL-G2S* : Naval Research Laboratory - Ground To Space**

Le modèle *NRL-G2S* reprend les spécificités des modèles semi-empiriques de type *NWP* pour l'atmosphère basse et la partie inférieure de l'atmosphère moyenne, couplées avec les modèles empiriques climatologiques (*HWM/MSISE*) pour les couches les plus hautes de l'atmosphère [Picone *et al.*, 2002; Drob and Picone, 2003; Drob and Garcès, 2002]. Les modèles opérationnels de prédiction du temps et empiriques sont raccordés verticalement par des interpolations *b-splines*, et horizontalement et temporellement selon une base de décomposition en harmoniques sphériques.

La figure 1.14 présente les variations des vents zonaux obtenues, à partir du modèle *NRL-G2S*, au cours d'une année en un point du globe terrestre, et en séparant les résultats par tranches de 6 h.

Les effets ter-diurnes et semi-diurnes sont aisément identifiables et démontrent la complexité des variations atmosphériques en un même lieu à des échelles macroscopiques (annuelle) et microscopiques (par tranches de six heures). On peut ainsi noter l'inversion des vents zonaux dans la haute thermosphère entre la journée (12 : 00 GMT et  $-50$  m/s) et la nuit (00 : 00 GMT et  $+50$  m/s). En revanche dans les couches basses et médianes de l'atmosphère, ce sont les effets



saisonniers qui deviennent prépondérants.

La prise en compte de telles données dans le cadre de simulations réalistes de la propagation apparaît donc indispensable.

L'influence et l'apport de tels modèles sur les connaissances de la propagation atmosphérique attirent particulièrement la communauté infrason [Gibson *et al.*, 2007].

De plus, les modèles *NRL-G2S* sont utilisés dans les simulations de la propagation pour prédire avec précision les arrivées aux stations [Le Pichon *et al.*, 2006a]. Cette étude a d'ailleurs permis de valider, sur plusieurs années de détections, l'avantage d'intégrer de tels modèles en comparaison des modèles empiriques.

Afin d'illustrer les effets de la variabilité de l'atmosphère sur la propagation des ondes infrasonores, la figure 1.15 présente les résultats de simulations obtenues à partir d'un outil de tracé de rai [Drob and Picone, 2003]. Les résultats sont présentés pour quatre jours consécutifs en un même lieu et à une même heure locale (00 : 00 *TU*).

Si visuellement l'influence des vents et les variations liées à la date sont de second ordre en direction de l'Est, en revanche vers l'Ouest (direction positive des distances) les variations sont particulièrement marquées pour les phases stratosphériques (réflexion vers 40 *km*) et troposphériques (réflexion vers 10, *km*).

Le champ de vent effectif, orienté d'Est en Ouest, fait apparaître un jet stratosphérique réfractant ou non les ondes vers la surface du globe en fonction de son intensité. De même, la

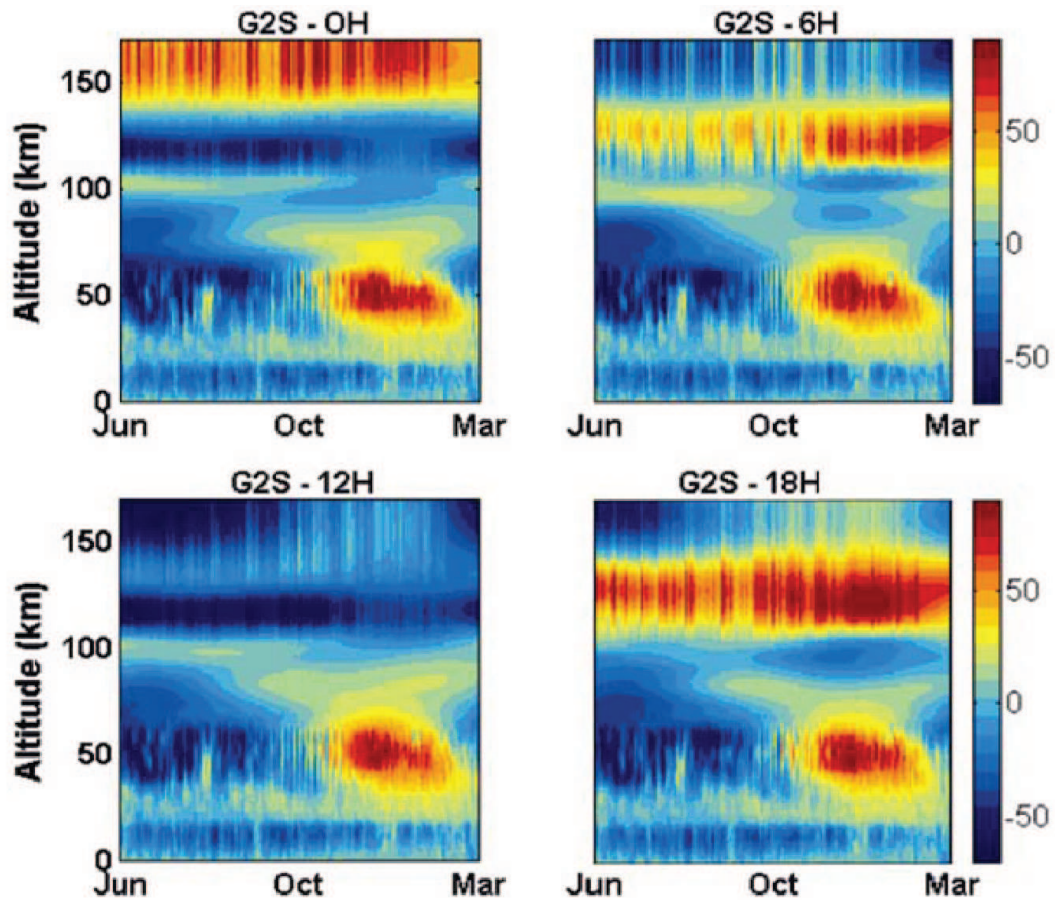


FIG. 1.14 – Variabilité temporelle des champs de vents zonaux *NRL-G2S* entre fin juin 2002 et mars 2003, toutes les six heures au point de coordonnées 16.5°S - 168.3°E. Les vitesses sont exprimées en *m/s* [Drob and Picone, 2003].

présence d'une phase troposphérique seulement le second jour conforte la remarque faite sur l'existence d'effets diurnes.

Tout comme les modèles *ECMWF*, les modèles *NRL-G2S* sont particulièrement adaptés pour la problématique des infrasons. En effet, la précision spatiale de ces modèles et leur capacité à prédire des jets stratosphériques les rendent indispensables dans une démarche d'analyse de cas particuliers par comparaison avec les modèles empiriques.

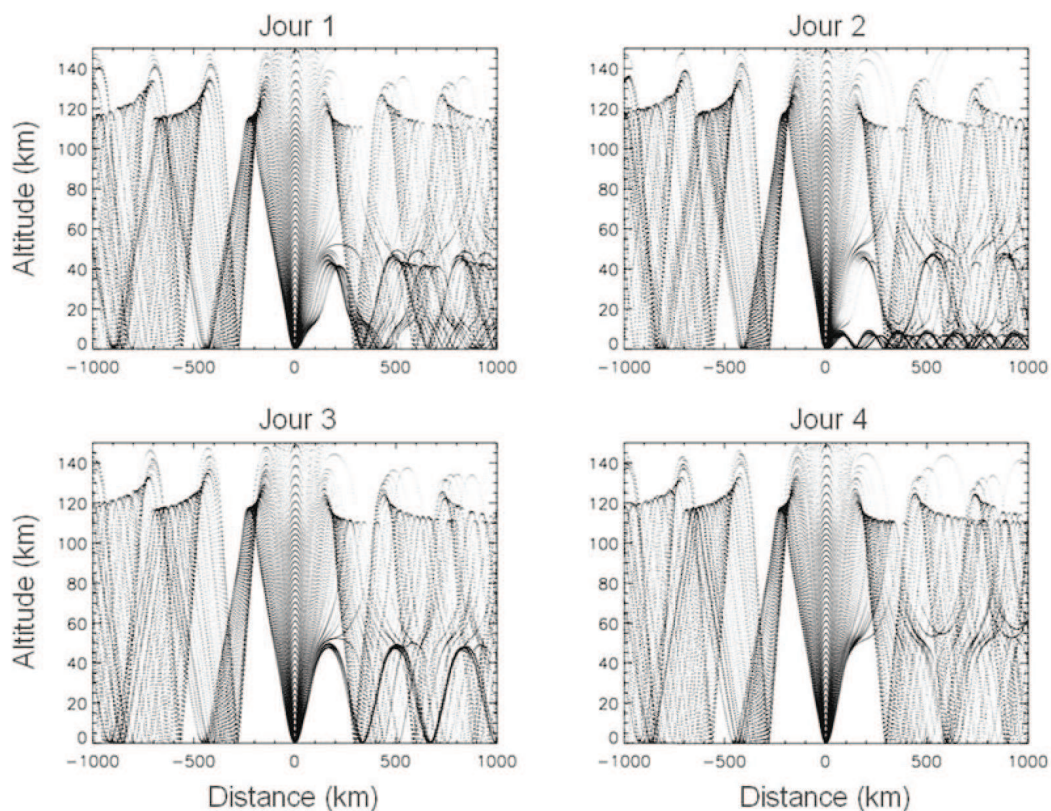


FIG. 1.15 – Évolution des simulations de la propagation atmosphérique des infrasons par la méthode du tracé de rayons pour quatre jours consécutifs à 00h TU avec implémentation du modèle semi-empirique *NRL-G2S* [Drob and Picone, 2003]. Les simulations sont orientées de l'Est vers l'Ouest.

### • Comparaison des différents modèles et champs d'applications

Les modèles atmosphériques globaux de prédiction développés récemment - *i.e.* les modèles semi-empiriques *NRL-G2S* ou *ECMWF* - présentent l'avantage d'intégrer une description poussée de la dynamique des vents jusqu'à la stratosphère ( $\sim 40\text{ km}$ ) et parfois même jusqu'à la stratopause ( $50 - 55\text{ km}$ ).

En revanche, au delà de ces altitudes ( $50$  à  $60\text{ km}$ ), seuls les modèles *HWM* et *MSISE* fournissent actuellement les champs de températures et de vents<sup>10</sup>.

La répartition géographique, très inégale, des mesures utilisées pour créer les modèles empiriques *HWM* ne correspond pas aux besoins de résolution de la propagation infrasonore. Les "cellules" de ces modèles ont des échelles horizontales macroscopiques de l'ordre de  $5^\circ$  là où les infrasons sont perturbés par des variations de l'ordre de quelques kilomètres : typiquement l'échelle de leur longueur d'onde  $\lambda = c/f$  (avec  $c$  leur célérité et  $f$  leur fréquence).

Modèles atmosphériques	Résolutions		
	horizontale	verticale	en temps
<i>HWM - MSISE</i>	variables $5^\circ \times 5^\circ$ (environ $600\text{ km}$ )	$7\text{ km}$ entre $0$ et $180\text{ km}$	$6\text{ h}$
<i>ECMWF</i>	$1.125^\circ \times 1.125^\circ$ (environ $125\text{ km}$ )	21 niveaux entre $1\text{ bar}$ et $1\text{ mbar}$	$6\text{ h}$
<i>NRL-G2S</i> composé par			
<i>NOAA-NCEP</i>	$1^\circ \times 1^\circ$	$< 10\text{ mbar}$ $< 35\text{ km}$	$6\text{ h}$
<i>NASA-DAO</i>	$1^\circ \times 1^\circ$	$< 1 - 0.4\text{ mbar}$ $0 - 50\text{ km}$	$6\text{ h}$
<i>HWM-93</i>	$5^\circ \times 5^\circ$	$7\text{ km}$ entre $50$ et $180\text{ km}$	$6\text{ h}$

TAB. 1.2 – Comparatif des caractéristiques des modèles atmosphériques

Le tableau 1.2 reprend les résolutions horizontales, verticale et temporelle des différents modèles utilisés au *CND* français.

Les modèles semi-empiriques se rapprochent donc des ordres de grandeurs souhaités pour analyser et comprendre la propagation des infrasons, sans toutefois couvrir tout le domaine atmosphérique d'intérêt. Les altitudes les plus hautes ne sont représentées que par les modèles empiriques. Cependant, une nouvelle génération de modèles empiriques des champs de vents horizontaux devrait bientôt être disponible et améliorer sensiblement la définition des couches hautes de l'atmosphère : *HWM-2007* [Drob *et al.*, 2006, 2007].

Une autre remarque concerne les variations annuelles des modèles : les modèles empiriques sont, par définition, reproductibles d'une année sur l'autre. En revanche, les modèles semi-empiriques, comme *ECMWF* et *NRL-G2S*, prédisent les évolutions annuelles des champs de vents et célérité du son de l'atmosphère.

Les modèles semi-empiriques s'appuient en effet sur l'assimilation de mesures plus récentes, plus nombreuses et mieux réparties sur de plus longues de plus longues périodes de temps. Ces ajouts les rendent, a priori, bien plus fiables et précises du point de vue de la dynamique globale.

<sup>10</sup>Les modèles *NRL-G2S* intègrent les modèles empiriques au delà des domaines des *NWP* (section 1.1.4.2).



• **Comparaison saisonnière de la célérité du son des modèles *MSIS-E* et *ECMWF***

Les variations saisonnières de la célérité du son évoluent avec l'altitude (section 1.1.4.1), celles-ci peuvent devenir particulièrement importantes dans les régions des jets troposphériques et stratosphériques, principalement. Les figures 1.16 et 1.17 illustrent ces variations globales, pour les quatre saisons et à une altitude de 40 km (située dans le jet stratosphérique).

Les quatre figures du haut représentent les modèles semi-empiriques, celles du milieu les modèles empiriques et les quatre figures du bas sont les écarts en chaque point du globe dans les champs de célérité.

Ainsi, il est aisé de se rendre compte qu'aux latitudes équatoriales et tropicales les modèles sont plutôt en accord alors que pour les latitudes plus élevées de grandes disparités apparaissent. Ces disparités sont d'autant plus marquées pendant l'hiver dans l'hémisphère Nord et l'été dans l'hémisphère Sud.

Globalement, les écarts entre les modèles sont plutôt de l'ordre de 5 m/s mais peuvent atteindre localement 25 à 30 m/s durant l'hiver et l'été.

• **Comparaison des champs de vents horizontaux des modèles *HWM* et *ECMWF***

Si les écarts de célérités entre les modèles empiriques et semi-empiriques restent modérés, ce n'est pas le cas pour les champs de vents horizontaux.

Les figures 1.18 et 1.19 présentent cette fois les champs de vents horizontaux, respectivement méridiens et zonaux, des modèles : *ECMWF* en haut, *HWM* au milieu et la différence entre les deux en bas, pour deux altitudes à 10 km et à 40 km à la date du 1<sup>er</sup> décembre 2003 à 12 : 00 TU. Le choix des altitudes est lié aux altitudes classiques de réflexion des phases infrasons.

Les différences de résultats entre les deux modèles sont très marquées. Si en zone équatoriale elles sont toujours faibles, de l'ordre de 5 m/s pour les deux directions de vents et les deux altitudes, en revanche elles peuvent dépasser les 50 m/s sur le reste du globe, et ceci sur des échelles locales mais aussi régionales.

La prise en compte d'une échelle de résolution plus importante et le lissage statistique des données rendent d'ailleurs le modèle *HWM* quasiment uniforme, en comparaison à *ECMWF*. Il apparaît de manière évidente, avec ces figures, pourquoi les modèles semi-empiriques sont à privilégier pour détecter les retours stratosphériques [Drob and Picone, 2003].

Encore une fois, l'existence de perturbations à échelles régionales (de dimensions de l'ordre de quelques centaines de kilomètres) dans la troposphère et la stratosphère est particulièrement intéressante et justifie les questions et développements des sections 3.1.4 et 3.2.

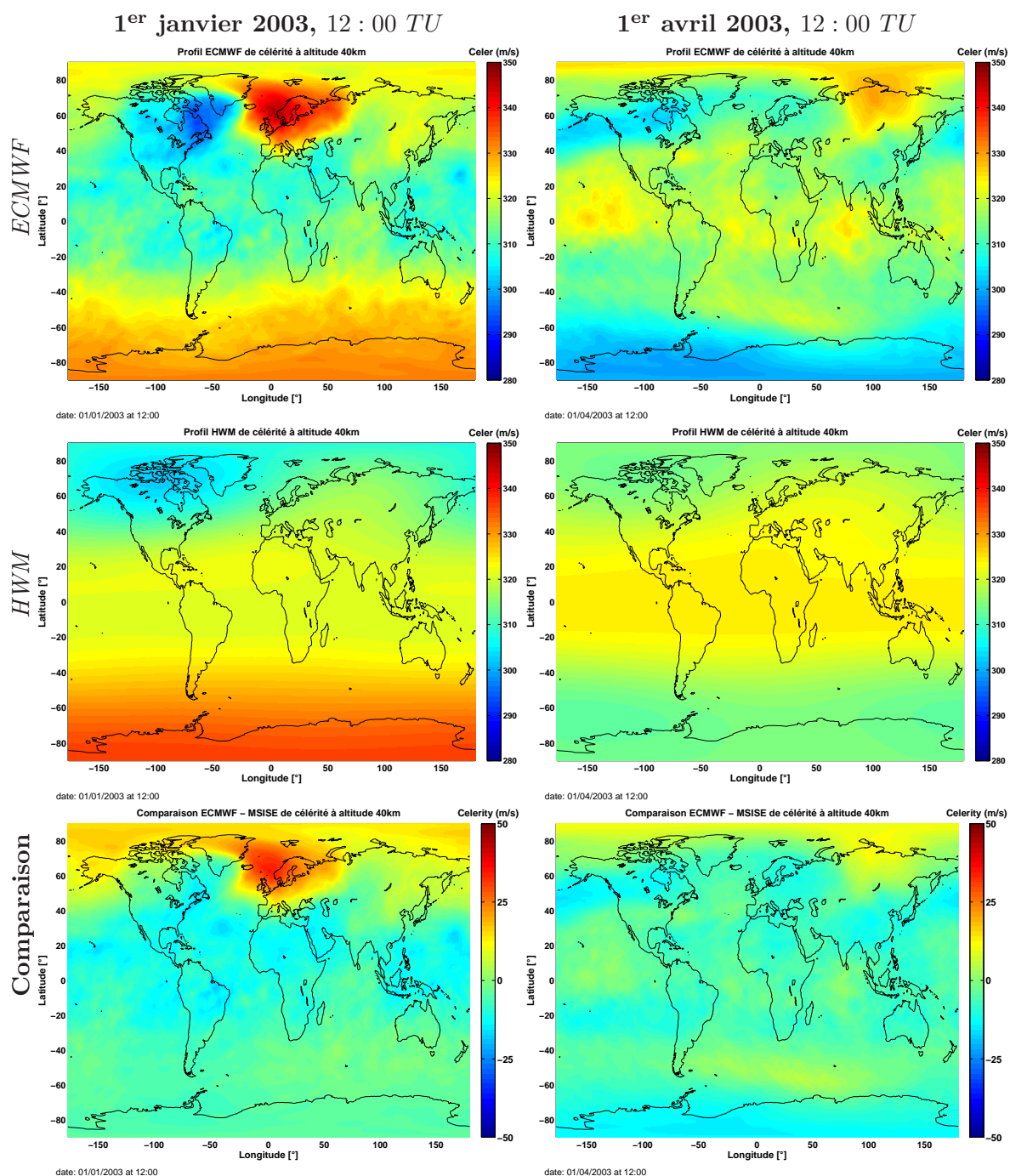


FIG. 1.16 – Variations de la célérité avec les modèles *ECMWF* (haut), *MSIS-E* (milieu) et comparaison des 2 (bas), à 40 km d'altitude, au 1<sup>er</sup> janvier 2003 (gauche) et 1<sup>er</sup> avril 2003 (droite) à 12 : 00 *TU*.

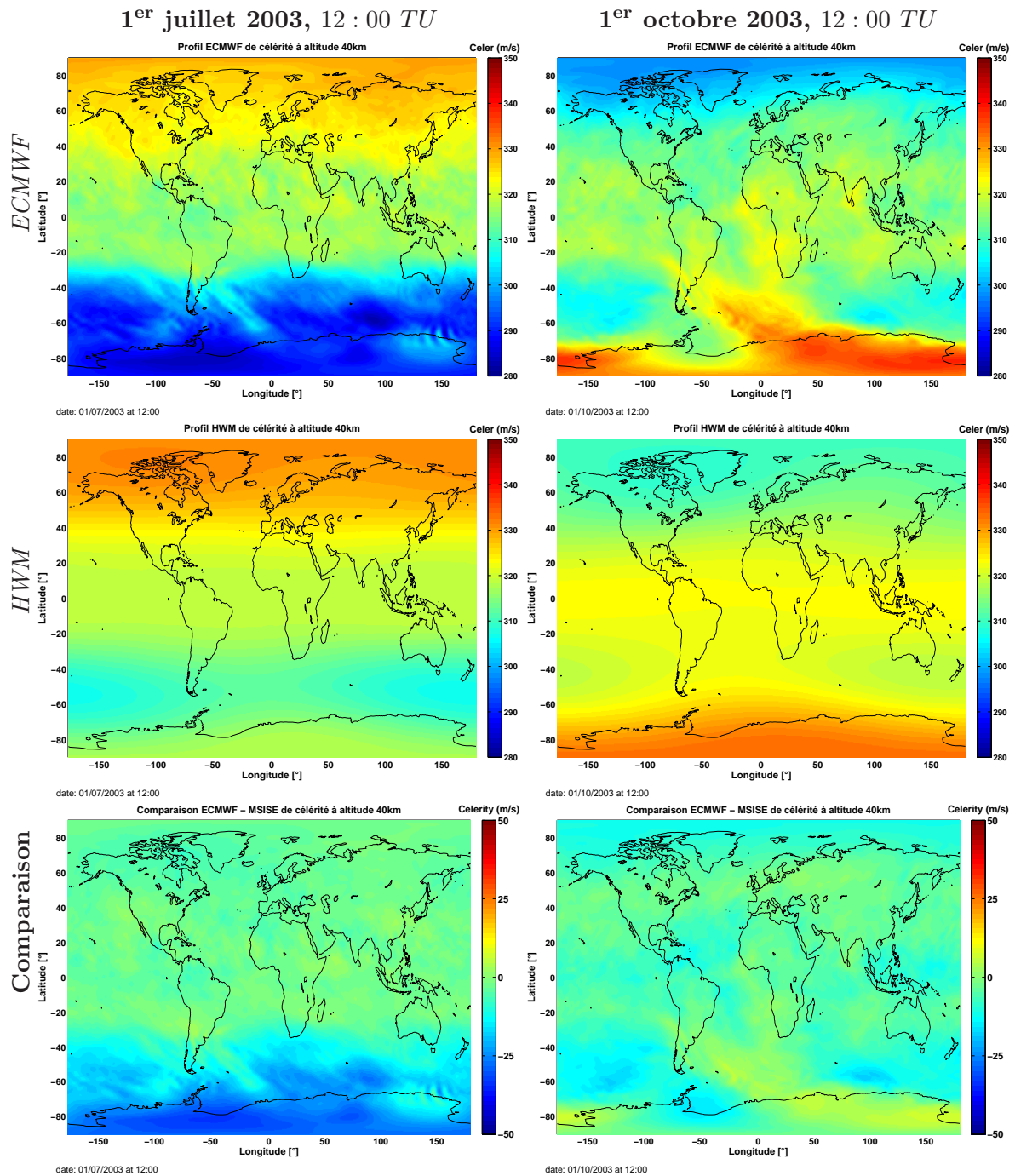


FIG. 1.17 – Variations de la célérité avec les modèles *ECMWF* (haut), *MSIS-E* (milieu) et comparaison des 2 (bas), à 40 km d'altitude, 1<sup>er</sup> juillet 2003 (gauche) et 1<sup>er</sup> octobre 2003 (droite) à 12 :00 TU.

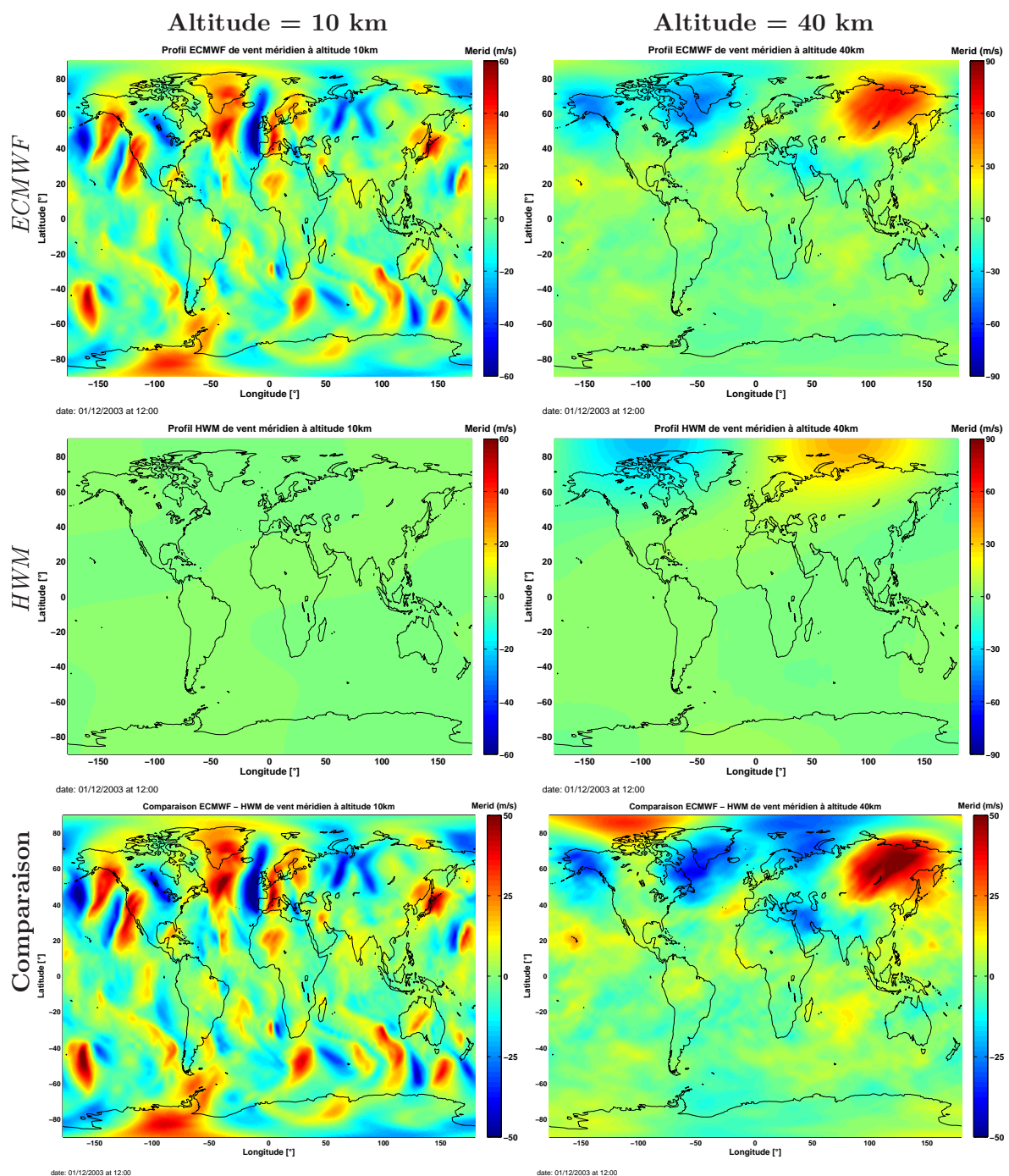


FIG. 1.18 – Variations des vents méridiens avec les modèles *ECMWF* (haut), *HWM* (milieu) et comparaison des 2 (bas), le 1<sup>er</sup> décembre 2003 à 12 : 00 TU à 10 km (gauche) et 40 km d'altitude (droite).



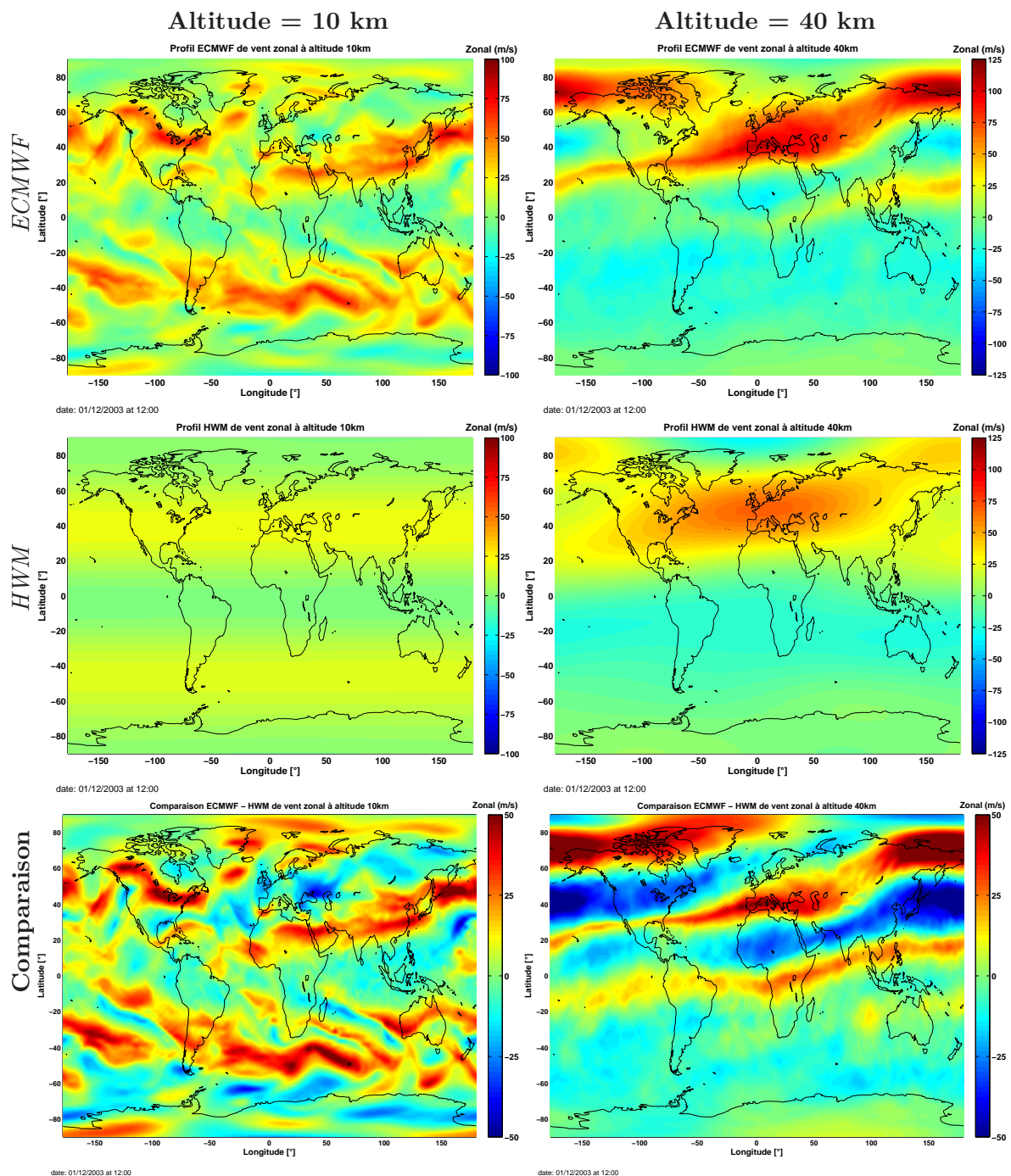


FIG. 1.19 – Variations des vents zonaux avec les modèles *ECMWF* (haut), *HWM* (milieu) et comparaison des 2 (bas), le 1<sup>er</sup> décembre 2003 à 12 :00 TU à 10 km (gauche) et 40 km d'altitude (droite).

## 1.2 Mesures et traitement des données

### 1.2.1 Système de mesure



FIG. 1.20 – Capteur MB2000 du CEA.

Les stations du *SSI*, ainsi que d'autres stations prototypes comme celle de Flers, en Normandie, sont dimensionnées pour détecter des ondes infrasonores dans la bande de fréquence d'intérêt  $[0.05 - 4] \text{ Hz}$ .

Ces stations sont composées d'au minimum quatre capteurs microbarographiques, figure 1.20, distants de quelques centaines de mètres à 3 kilomètres (de l'ordre des longueurs d'ondes recherchées) et présentant des configurations géométriques variées (en fonction du nombre de capteur, de la topographie et de la végétation notamment), afin de proposer la meilleure alternative entre précision et capacité de détection.

Une configuration de station est présentée en figure 1.21 (a).

Les capteurs de pression d'ondes acoustiques sont d'une grande sensibilité et enregistrent des signaux dans la bande de fréquences  $[10^{-3} - 10] \text{ Hz}$ . Leur précision de mesure est inférieure au dix milliardième de la pression atmosphérique (ils sont sensibles à une élévation d'altitude de quelques dixièmes de millimètre).

Le passage d'une onde infrason excite alors la membrane élastique du capteur et celui-ci convertit alors ce déplacement en signal électrique. Le signal électrique obtenu est ensuite amplifié, puis enregistré.

Cependant, cette grande sensibilité du capteur a pour conséquence de les rendre très sensibles aux turbulences et ainsi de diminuer le rapport signal sur bruit.

Le vent est donc le principal perturbateur de la détection des ondes (il peut engendrer des surpressions de l'ordre du Pascal dans les régions particulièrement ventées).

Or les zones protégées des effets des turbulences atmosphériques, telles que les forêts tropicales ou des régions enneigées, ne sont pas toujours accessibles ou compatibles avec les besoins.

Un système de filtrage des turbulences est alors mis en place permettant de filtrer la composante haute fréquence du bruit causé par le vent (figure 1.21 (b)).

La configuration même des stations est primordiale, afin d'optimiser l'estimation de la direction du front d'onde et sa vitesse de passage.

Les détections aux stations permettent alors de caractériser les paramètres du front d'onde des signaux infrasonores.

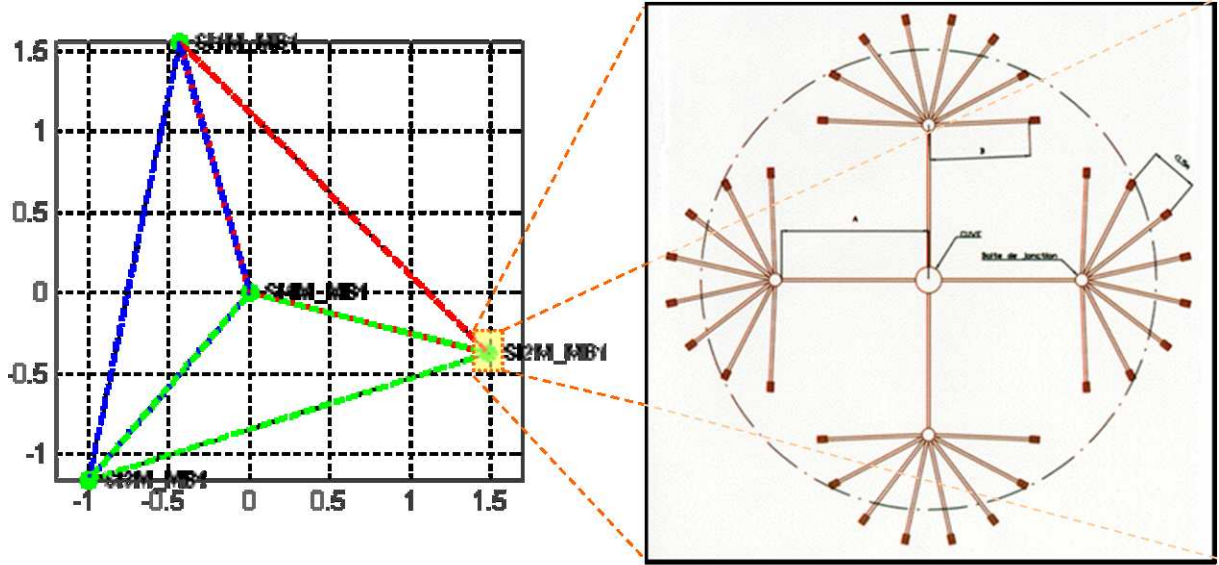


FIG. 1.21 – Configuration de station mongole *I34MN*, appartenant au *SSI*, composée de quatre capteurs (gauche) et d'un système de filtrage acoustique encadrant chaque capteur (droite) (le capteur est au centre du système).

### 1.2.2 Méthode de traitement

Le passage d'une onde au dessus d'une station excite les capteurs microbarographiques à des instants différents. À partir de ces mesures, les caractéristiques du front de propagation des ondes infrasons sont estimées, tels que le contenu fréquentiel, l'amplitude et la formes des signaux, la direction de propagation et la vitesse apparente (ou vitesse horizontale) d'une onde.

Le traitement des détections est opéré par la méthode *PMCC* (Progressive Multi-Channel Correlation) [Cansi, 1995], originellement développé pour les détections sismiques.

Cette méthode est utilisée, dans le cadre de la détection infrasonore, comme un détecteur temps réel pour analyser les ondes cohérentes de faibles amplitudes au sein d'une structure incohérente, typiquement le bruit de fond [Le Pichon and Cansi, 2003].

#### • Évaluation des paramètres de propagation

La configuration spécifique des stations infrasons, dont les dimensions horizontales sont comparables aux longueurs d'ondes enregistrées, permet de la considérer comme une antenne plutôt qu'un réseau. Il est ainsi possible d'utiliser la similarité des signaux aux différents capteurs pour estimer les différences dans les temps d'arrivées et supprimer les incertitudes liées au pointage des arrivées.

Comme en sismologie, la plupart des ondes infrasons peuvent être localement représentées par des contributions d'ondes planes se propageant selon la relation :  $e^{i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})}$  avec  $\vec{k}$  le vecteur nombre d'onde et  $\omega$  la fréquence angulaire.

Les écarts sur les temps d'arrivées permettent alors de calculer les paramètres de la propagation à partir de méthode dérivée de la théorie d'Husebye [1969].

En effet, des techniques de traitement du signal permettent de faire ressortir un signal stable à partir d'au minimum deux enregistrements bruités.

#### • Corrélation des signaux

Le but est alors d'extraire des ondes infrasons cohérentes de faibles amplitudes au sein même de bruit incohérent, typiquement le bruit créé par les turbulences dues au vent.



Dans le domaine fréquentiel, le signal temporel  $s(t)$  est représenté par sa transformée de Fourier  $S(f) = A(f) e^{i\phi(f)}$  où  $A(f)$  est l'amplitude spectrale et  $\phi(f)$  est sa phase.

Idéalement, le délai entre deux capteurs ne dépend que de la distance les séparant, il en résulterait alors un simple déphasage  $\Delta\phi(f) = \phi_j(f) - \phi_i(f)$  dans les signaux aux capteurs, notés  $i$  et  $j$ , ce qui permet de déterminer le délai  $\Delta t_{ij} = \frac{1}{2\pi f}(\phi_j(f) - \phi_i(f))$ .

Étant donné que les amplitudes spectrales et les phases évoluent entre les capteurs, il est nécessaire de trouver des similarités dans les signaux pour évaluer le délai entre les capteurs.

Ce degré de similarité est estimé par la corrélation entre les deux signaux, où le maximum de corrélation est obtenu pour la valeur du délai recherché. La fonction de corrélation  $C$  entre les signaux est :

$$C_{ij}(\Delta t_{ij}) = \int_{T/2}^{-T/2} s_i(t) s_j(t + \Delta t_{ij}) dt, \quad (1.4)$$

où  $T$  est la période du signal recherché.

Une fenêtre temporelle se déplace donc sur les signaux de manière à maximiser la corrélation entre deux capteurs.

Pour supprimer toute ambiguïté, les calculs sont menés sur des sous-réseaux de trois capteurs (sur le sous-réseau de plus petite dimension en l'occurrence), les stations étant composées de quatre capteurs au plus, plusieurs sous-réseaux sont donc disponibles.

Pour les capteurs  $i$ ,  $j$  et  $k$ , la relation de fermeture entre les délais doit être vérifiée. Dans le cas d'une onde plane, on obtient la relation de fermeture suivante :

$$\Delta t_{ij} + \Delta t_{jk} + \Delta t_{ki} = 0. \quad (1.5)$$

Cependant, les perturbations dues aux vents rendent les phases instables, la relation de fermeture n'est donc pas exactement vérifiée et un résidu  $r$  subsiste pour chaque sous-réseau.

La recherche du minimum de consistance  $c$ , en utilisant tous les détecteurs du réseau  $R_n$ , permet alors d'obtenir la détection.

$$\left. \begin{aligned} r_{ijk} &= \Delta t_{ij} + \Delta t_{jk} + \Delta t_{ki} \\ c_n &= \sqrt{\frac{6}{n(n-1)(n-2)} \sum_{i>j>k} r_{ijk}^2} \end{aligned} \right\} i, j, k \in R_n. \quad (1.6)$$

Les géométries spécifiques des stations, notamment lorsque les capteurs sont à des altitudes variables, sont également prises en compte et intégrés dans l'estimation des délais temporels.

### • Visualisation des détections et des paramètres de propagation

L'analyse est réalisée pour les bandes de fréquences souhaitées et pour toutes les fenêtres temporelles adjacentes recouvrant le signal considéré.

Un post-traitement des résultats est également appliqué de manière à traiter la coexistence des détections en un même instant, mais pour des bandes de fréquences différentes. Il permet ainsi de pondérer les distances euclidiennes entre détections pour se focaliser sur les résultats proches (formant une famille de détections) [Cansi, 1995; Cansi and Klinger, 1997] et de supprimer les détections fortuites.

La figure 1.22 présente le traitement de  $PMCC^{11}$  pour la station allemande du *SSI I26DE* au 11 décembre 2005 après 7 : 00 *TU*. Elle montre la détection de *six arrivées infrasons* entre

<sup>11</sup>Sortie graphique du logiciel *WinPMCC*

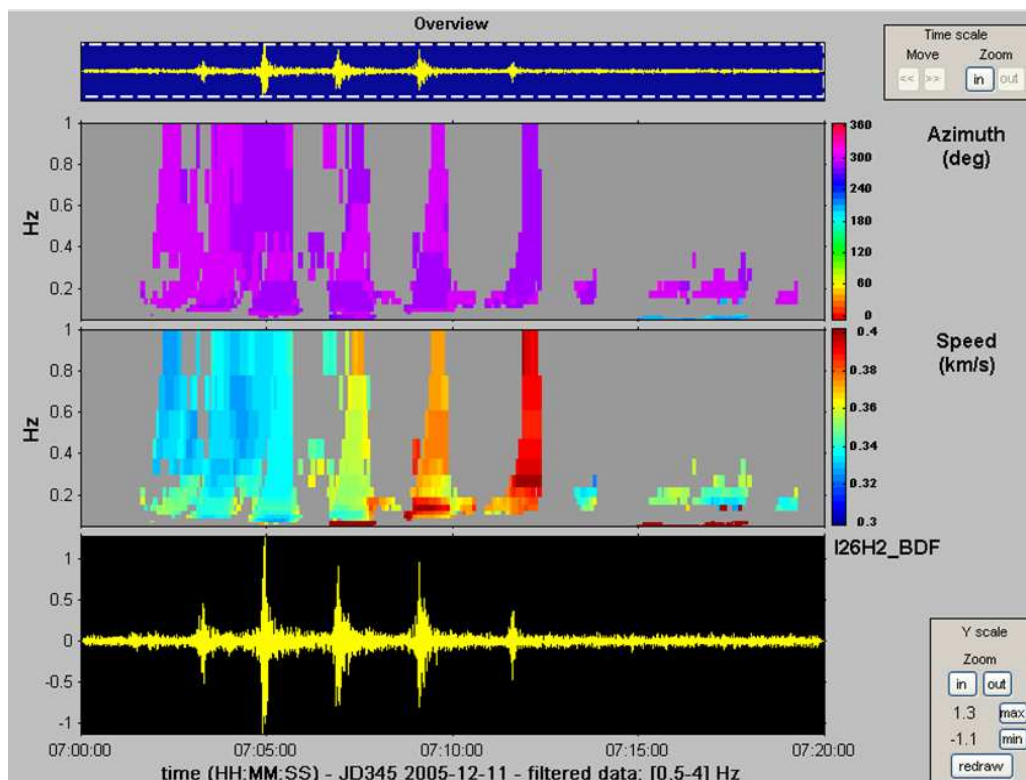


FIG. 1.22 – Exemple de détections à la station *I26DE* avec *PMCC* [Cansi, 1995], au 11 décembre 2005 entre 7 : 00 *TU* et 7 : 20 *TU*.

7 : 01 et 7 : 12 (la première arrivée dépasse à peine du bruit de fond, mais elle est clairement identifiée par *PMCC*).

La partie basse de la fenêtre correspond au signal, filtré dans la bande de fréquence d'intérêt, de 0.5 à 4 *Hz*, dans tous les azimuts et pour des vitesses horizontales de passage comprises entre 300 et 400 *m/s*, remis en phase (somme des signaux corrigés des délais  $t_{ij}$ ) pour tous les capteurs de la station<sup>12</sup>.

La vitesse de passage est généralement supérieure à la vitesse du son en raison de l'incidence d'arrivée de l'onde sur la station. Les ondes se propageant en altitude, elles atteindront alors la station avec des angles d'élévations différents permettant de les caractériser et les différencier.

La méthode *PMCC* permet ainsi d'extraire les détections dans le bruit de fond et d'en fournir les paramètres essentiels pour caractériser, pointer et associer les signaux détectés dans chaque station.

Les détections de faibles amplitudes sont donc rendues possibles par les actions conjointes de la qualité des capteurs, la configuration des stations, la mise en place de systèmes de filtrage mécaniques et numériques avec un détecteur adapté pour les problématiques d'un signal cohérent de faible amplitude dans un milieu fortement perturbé et incohérent.

Cependant, des facteurs externes perturbent parfois les traitements même si la station est placée idéalement par rapport à la source du signal.

<sup>12</sup>D'autres sorties graphiques sont disponibles pour visualiser les signaux aux capteurs, le spectre en fonction de l'amplitude des signaux, l'évolution des directions de propagation des ondes détectées en diagramme polaire. Tout comme les paramétrages, pour assembler les familles, filtrer les signaux en fréquence, vitesses de passage ou encore azimuth ou choisir le type de filtrage numérique, peuvent être modifiés.

### 1.2.3 Influence du milieu atmosphérique sur les détections

Les sections 1.1.3 et 1.1.4 ont démontré l'influence qu'exerce le milieu atmosphérique sur la propagation des ondes infrasons. Celui-ci joue un rôle prépondérant sur la détection du signal infrason, étant donné qu'il favorise ou empêche les ondes de se propager.

Le milieu atmosphérique perturbe aussi les détections sur de larges échelles de temps. Le milieu évoluant avec le temps (section 1.1.4), les paramètres de propagation sont alors influencés ce qui entraîne une perturbation des paramètres de propagation.

Le Pichon *et al.* [2002a] ont mis en évidence ces effets dans les mesures de sources répétitives. Par exemple, les détections des infrasons produits par un volcan varient significativement au cours de l'année, suivant les saisons et les heures de la journée.

La figure 1.23 représente les déviations d'azimuts observées, de l'ordre de  $15^\circ$  sur plusieurs années d'enregistrements, ainsi que des absences de détections durant l'hiver alors que le volcan est toujours en activité (des observations sur site viennent compléter l'analyse) [Le Pichon *et al.*, 2005a].

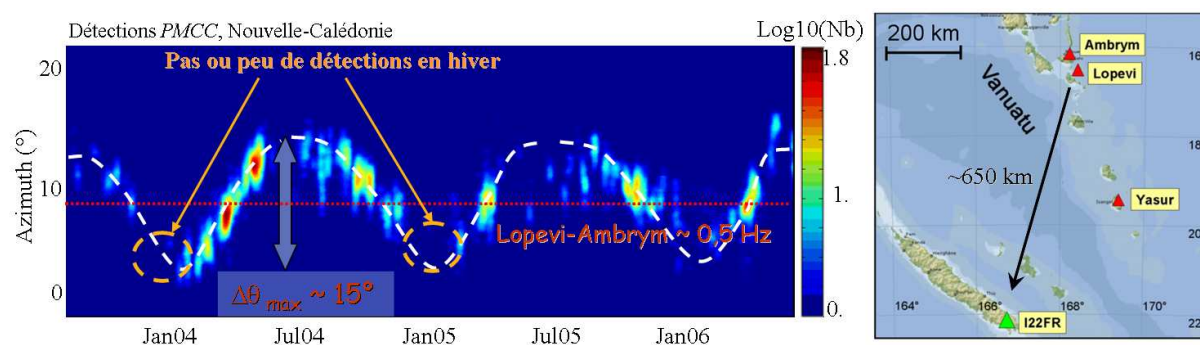


FIG. 1.23 – Influence des vents sur les détections d'azimuts, par *PMCC*, à la station *I22FR* de Nouvelle-Calédonie [Le Pichon *et al.*, 2005a] : déviation des azimuts de détection de l'ordre de  $15^\circ$  entre hiver et été.

Cette variabilité dans les détections complique l'analyse des détections du point de vue de l'automatisation des traitements.

En effet, des traitements automatiques regroupent, pour chaque station, l'ensemble des détections associées à une même source. L'objectif est de rendre ce bulletin le mieux documenté possible et de le nettoyer de toutes les sources de perturbations identifiées d'origines naturelles (houle océanique, déferlement de vagues sur certains littoraux) ou artificielles (éoliennes, usines, raffineries, ...). Or du fait de l'influence de l'atmosphère sur la propagation, la suppression de perturbateurs est souvent une tâche complexe, qui de plus n'est pas reproductible d'une station à une autre.

La propagation des ondes émanant de ces sources est soumise au milieu atmosphérique et les caractéristiques des signaux détectés peuvent être bien définies sur la base d'études pluriannuelles.

Après avoir été une source d'études et d'analyses, cette source constante d'ondes infrasons laisse désormais envisager l'amélioration des capacités de détection aux stations, par le biais de la surveillance de ses variations de détections [Le Pichon *et al.*, 2006b].

En complément, toutes les sources fixes émettrices d'infrasons peuvent potentiellement servir à améliorer la détection des ondes ou la modélisation de l'atmosphère [Le Pichon *et al.*, 2005a].

## 1.3 Localisation

La propagation des infrasons est complexe, il est donc légitime d’assumer que la localisation de sources infrasonores est difficile à réaliser avec précision.

### 1.3.1 Généralités

Il existe de nombreuses méthodes de localisation déjà développées pour des thématiques proches relevant du domaine acoustique (audible) et de la sismologie.

#### • Sources audibles

L’Homme, ou plus précisément le cerveau humain, est un outil de localisation de sources sonores particulièrement efficace. Il traite ainsi les différentes informations qui nous sont perceptibles, afin de positionner les différentes sources sonores dans l’espace nous entourant.

Nous réalisons naturellement toutes les étapes classiques de la localisation de source :

- i. Déterminer la direction de la source (dans notre référentiel) : son azimuth et sa hauteur (ou élévation) ;
- ii. Déterminer la distance nous séparant de la source : on parle alors de profondeur de la source (dans un référentiel de dimensions finies et restreint).

Pratiquement, la différence des temps d’arrivées des ondes aux oreilles, ainsi que l’intensité du signal sonore et les variations de son intensité entre les deux oreilles offrent au cerveau les informations qui lui sont nécessaires pour localiser la source.

Cependant, la morphologie de la tête, la texture de l’oreille, la forme du pavillon, du canal auditif, du tympan sont autant d’obstacles ou de phénomènes d’absorption et de diffraction pour l’onde sonore. Il en résulte donc un filtrage naturel de l’onde sonore, mais également des zones d’ombres où les paramètres de détection des ondes sonores sont fortement perturbés.

Notre capacité à localiser efficacement toutes les sources sonores audibles est ainsi limitée.

Ces constatations sont à la base des méthodes de localisation développées pour localiser les sources audibles.

Les principales difficultés encore liées à la localisation dans le domaine audible concernent les réverbérations des ondes dans des milieux de propagation fermés, donc de dimensions finies, alors que le milieu de propagation des infrasons peut être considéré, par homologie, comme étant infini.

Toutefois, dans le cadre du développement de méthodes pour la localisation de sources infrasonores, l’intérêt pour les méthodes de l’acoustique audible reste très superficiel tant les contraintes de la propagation des infrasons sont spécifiques.

#### • Sources sismiques

La localisation des épicentres des tremblements de terre est un exercice très courant, et ce depuis de longues années [Geiger, 1910], tout en restant toujours un sujet d’actualité [Monteiller, 2006]. De nombreuses méthodes de localisation (et relocalisation) ont été mises au point, des plus simplistes aux plus complexes en fonction des besoins (opérationnel ou étude), de la puissance des événements étudiés, de la distance du séisme au réseau de station utilisé...

Récemment, des outils de localisation ont été développés, intégrant des algorithmes d’optimisation non linéaires [Ballard, 2002; Lomax *et al.*, 2000] ou construits à partir des résultats obtenus en suivant l’évolution du front d’onde [Sethian, 1987], comme par exemple avec des méthodes de *Level Set* [Osher and Sethian, 1989] ou de *Fast Marching* [Sethian, 1996; Rawlinson and Sambridge, 2005].

Tout comme pour le domaine audible, les spécificités de la sismologie et celles des infrasons restent éloignées. Et les méthodes de localisation en sismologie ne procurent, tout au plus, que des lignes de conduites. Au contraire des méthodes d'optimisation voir de relocalisation, qui seront transposables au contexte infrasonore.

### 1.3.2 Historique

La localisation et les sources émettrices d'infrasons ont un passé commun remontant aux années 1960. Les mesures d'infrasons ont toujours été accompagnées par la volonté de revenir à la source, avec plus ou moins de succès et en utilisant des connaissances sans cesse enrichies, jusqu'à aujourd'hui.

- **Une première approche : le croisement des azimuts** - des années 1960 à 1990.

Dès les années 1960, des mesures microbarographiques ont été réalisées pour détecter les signaux d'explosions aériennes [Berthet, 1968; Bouchez and Lecomte, 1995]. Des signaux ont été enregistrés sur plusieurs stations. Ils ont donné lieu à des études sur l'estimation de la direction du front d'onde et ainsi à des localisations par croisement des azimuts.

Après l'arrêt des explosions nucléaires atmosphériques, ces recherches de la source sont restées cantonnées à des études particulières pour des événements exceptionnels, comme l'éruption du Mont St Helens [Delclos *et al.*, 1990], jusque dans les années 1990.

- **La quantification des effets des vents** - les années 1990.

La localisation d'une source infrasonore revient, typiquement, à se doter de modèles de célérités apparentes, en plus de corrections des azimuts de détection des arrivées aux stations. A priori, à partir de ces données, mener une procédure de localisation est possible, et jusqu'alors rien ne diffère de la sismologie.

*Pourquoi alors les connaissances et méthodes issues de la sismologie ne sont pas directement applicables à la localisation des sources infrasonores ?*

Le principal élément de réponse tient à la ***nature du milieu***, car en sismologie ce dernier, en l'occurrence la Terre, est ***homogène***.

Par opposition, l'***atmosphère*** est un ***milieu mobile***, aussi bien spatialement que temporellement et à toutes échelles, qu'elles soient locales, régionales ou globales voire saisonnières, sub-saisonnières ou même journalières.

Cette influence du milieu sur la propagation, et donc sur la localisation, a été plus particulièrement mise en évidence suite à la mise en place de l'***OTICE*** et aux collaborations qui s'en sont suivies, au milieu des années 1990.

Le problème est alors d'évaluer numériquement l'influence du milieu atmosphérique sur les détections.

À partir de plusieurs années de détection du Concorde à la station de Flers, Le Pichon *et al.* [2002a] ont pour la première fois déterminé que les variations d'azimut entre les saisons atteignent plusieurs degrés et que le phénomène est relativement stable d'une année sur l'autre (figure 1.24).

Ils ont montré que les variations d'azimut observées pour deux vols du Concorde différents à la même station évoluent de façons distinctes en amplitude, tout en restant en phases<sup>13</sup>.

Le premier Concorde, d'Air France, en provenance de New York et à destination de l'aéroport Charles de Gaulle en région parisienne, suit une trajectoire dans l'axe de la station et ses détections à la station de Flers subissent des variations de l'ordre de 3°.

<sup>13</sup>Les creux et maximums sont consistants entre eux et d'une année sur l'autre.



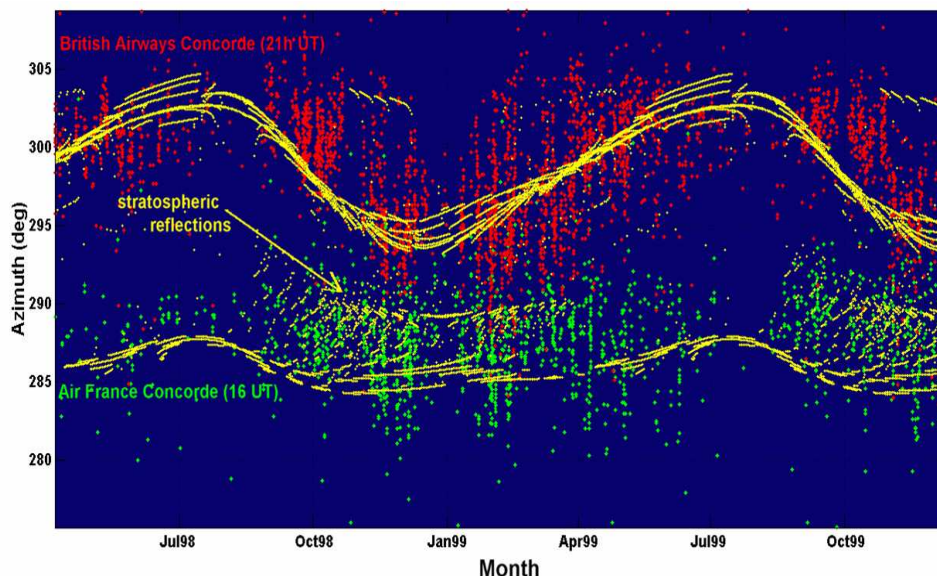


FIG. 1.24 – Influence des vents sur les détections d'azimuts du Concorde à Flers [Le Pichon *et al.*, 2002a]. Comparaison des azimuts prédits par le tracé de rai (jaune) avec les détections des Concorde d'Air France (vert) et de British Airways (rouge).

Le second Concorde, de British Airways, décolle également de New York et est à destination d'Heathrow dans la banlieue de Londres, les détections qu'il génère à Flers varient annuellement de près de  $10^\circ$ .

Les détections quasi continues des deux avions à Flers correspondent à des arrivées directes, mais au cours de l'hiver un jet stratosphérique s'installe et génère également des arrivées stratosphériques en plus des arrivées directes.

Les vents transverses dans le cas du Concorde de British Airways sont donc plus importants que pour le cas du Concorde Air France. Ce dernier suit une trajectoire dans l'axe de la propagation, de l'Est vers l'Ouest, les ondes infrasons en sa provenance sont peu perturbées transversalement par les vents zonaux dominants. Le Concorde British Airways pour sa part a une trajectoire plus au Nord de la station, les ondes qu'il crée en direction de la station sont alors plus déviées par une composition des vents méridiens avec les vents zonaux.

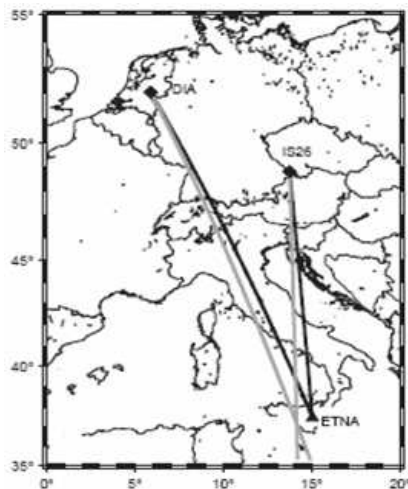


FIG. 1.25 – Erreur de localisation [Evers and Haak, 2004].

Plusieurs études ont cherché à évaluer les erreurs commises sur les localisations à l'aide de sources fixes clairement identifiées, c'est le cas avec les éruptions volcaniques de l'Etna au cours de l'été 2001, qui ont été détectées sur plusieurs stations européennes [Evers and Haak, 2004; Le Pichon, 2002].

Ainsi, l'erreur sur la localisation par croisement des azimuts pour deux stations ayant détecté des signaux associés au volcan, peut atteindre plusieurs degrés (jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres) pour des distances de propagation de 1000 à 2000 km.

Elle peut alors introduire de la confusion quant à la détermination de l'origine des signaux (possibilité d'invertir différentes sources possibles émet-

trices d'ondes infrasons lorsque celles-ci sont relativement proches l'une de l'autre).

La figure 1.25 présente les résultats d'un croisement simple des azimuts (en gris) et des azimuts réels (en noir) pour une éruption de l'Etna au cours de l'été 2001 avec les détections à la station allemande du *SSI (I26DE)* et à une station hollandaise (*DIA*<sup>14</sup>) appartenant au *KNMI*<sup>15</sup>, d'après [Evers and Haak, 2004].

L'erreur de localisation, sans prise en compte de l'influence atmosphérique, est supérieure au degré (la prélocalisation donne une source située en pleine mer méditerranée à une centaine de kilomètres des côtes siciliennes).

Les déviations d'azimut par rapport aux mesures aux stations sont comprises entre 2° et 5° (écart en référence à l'azimut théorique entre la station et l'Etna).

- **Localisation en intégrant les modèles atmosphériques** - au début des années 2000.

À partir de la constatation d'une influence prépondérante de l'atmosphère sur la localisation, l'étape suivante est alors de connaître l'état de l'atmosphère .

Si les exercices de localisation et la quantification des effets atmosphériques sur celle-ci ont été rendus possibles, c'est avant tout parce que la source était clairement identifiée.

Or, l'objectif est de localiser exhaustivement des sources, qui sont à l'origine du signal infrason aux stations, mais ne sont pas connues *a priori*.

Les modélisations de l'atmosphère développées aux cours des années 1980, se sont progressivement améliorées pour fournir des modèles empiriques des vents, *HWM-93* [Hedin *et al.*, 1996] et de température *MSISE-90* [Hedin, 1991], et ce à des échelles adaptées à la propagation des infrasons.

Il a fallu attendre les modèles semi-empiriques *ECMWF* [Uppala *et al.*, 2005] et *NRL-G2S* [Picone *et al.*, 2002] pour corriger efficacement l'influence des vents sur la propagation [Le Pichon *et al.*, 2006c] et améliorer significativement la localisation pour les cas d'études.

- **Le problème de l'identification des phases pour le passage à la localisation automatique** - de 2000 à aujourd'hui.

Jusqu'à présent toutes les localisations étaient réalisées pour des arrivées uniques aux stations, en prenant en considération la première arrivée détectée.

En utilisant un modèle constant de vitesse horizontale<sup>16</sup> de propagation, il est possible d'estimer l'heure origine de la source, en plus de sa localisation par croisement des azimuts.

Typiquement, les ondes infrasons se déplaçant entre 230 et 340 m/s, le modèle de célérité constant est pris comme la valeur moyenne de propagation des ondes, c'est à dire de l'ordre de 300 m/s.

Cependant, comme le montrent les détections d'arrivées multiples générées par le Concorde [Le Pichon *et al.*, 2002a], l'identification de la phase est une nécessité.

Car si l'intégration des modèles atmosphériques permet d'évaluer des modèles de vitesses moyennes de propagation et des directions du front d'onde corrigées des vents, l'identification de la phase est alors demandée pour choisir les valeurs à utiliser.

Ce problème est d'autant plus complexe lorsque les étapes de l'analyse jusqu'à la localisation doivent être automatisées.

<sup>14</sup> *DIA* : De Bilt Infrasonic Array.

<sup>15</sup> *KNMI* : Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, Institut Météorologique Royal des Pays-Bas.

<sup>16</sup> Vitesse horizontale déduite des simulations de  $c = d/t$  avec  $d$  distance séparant source et station, et  $t$  temps de propagation (ou temps de vol).



L'identification des phases se justifie également par la volonté d'implémenter une localisation intégrant les multi-trajets et donc les détections multiples aux stations.

Idealement, la qualité de la localisation est sensée s'accroître avec le nombre de détections, la prise en compte des multi-détections participe à contraindre l'espace des solutions pour la localisation.

• **La localisation opérationnelle et la localisation de cas spécifiques** - de 2000 à demain.

L'objectif final est de corriger l'influence atmosphérique et de prendre en compte les trajets infrasonores multiples dans le processus de localisation.

L'intégration des multi-trajets nécessite également de labelliser chaque détection indépendamment les unes des autres pour leur appliquer les corrections adéquates.

Il est de plus attendu, pour la chaîne de traitement des infrasons du *CND* français, que les outils de localisation soient adaptés pour traiter conjointement les cas d'études et être intégrés dans une démarche opérationnelle.

Les tables de propagation par station répondent à toutes ses problématiques, en fournissant des modèles de corrections de l'influence de l'atmosphère à différentes périodes de l'année avec les modèles empiriques (stables d'une année sur l'autre) et les modèles semi-empiriques.

### 1.3.3 Nécessité des tables de localisation

La volonté de localiser l'origine des détections aux stations infrasons participe aux objectifs du *TICE* qui sont de reconnaître et comprendre exhaustivement toute explosion aérienne de puissance équivalente ou supérieure à  $1\text{ kT}$  (équivalent TNT) qu'elle que soit sa position à la surface du globe.

Lors de la propagation d'ondes en un milieu homogène, la localisation d'un évènement est obtenue à partir d'une analyse en trois étapes : les détections aux différentes stations, l'association de ces détections à un seul et même évènement, et enfin en croisant simplement les azimuts aux stations.

Cependant l'exercice de localisation des sources infrasonores est loin d'être aussi simple, en raison notamment de fortes variations atmosphériques aussi bien spatialement que temporellement et de l'échelle globale à laquelle les localisations doivent être effectuées.

Ces dernières années de nombreuses approches basées sur des cartes de différents types ont été envisagées pour la question de la localisation à une échelle globale pour les systèmes opérationnels.

#### 1.3.3.1 État de l'art des tables

##### • Cartes dans une atmosphère simplifiée

Récemment, des méthodes de localisation de sources infrasonores, faisant intervenir l'outil  $\tau$ -P [Garcès *et al.*, 1998] de tracé de rayons, ont été développées [Garcès and Hetzer, 2004; Garcès *et al.*, 2006; Whitaker *et al.*, 2003].

Elles reprennent un outil de localisation issu de la sismologie, *Matseis Locator Tool*, qui réalise une inversion de *Levenberg-Marquardt* par moindres carrés [Ballard, 2002].

La zone origine est obtenue en séparant les phases entre basse et haute atmosphère et en calculant des tables de temps de vol à partir d'un modèle constant de la vitesse du son.

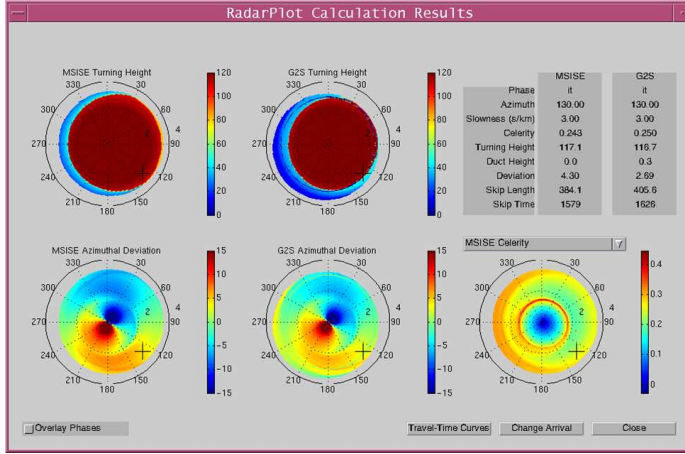


FIG. 1.26 – Tables 1D : ponctuelle en fonction de l'azimut [Garcès and Hetzer, 2004].

teurs, donc en ne tenant compte que de l'état de l'atmosphère à la position de la source (figure 1.26).

Si l'outil donne ainsi rapidement une estimation de la localisation de la source, il ne peut être utilisé pour raffiner la solution. Cette méthode est ainsi une simplification au premier ordre d'un problème bien plus complexe qu'il n'y paraît. Mais elle donne, néanmoins, une première estimation de la localisation.

#### • La localisation par l'étude et la description de la propagation

Parallèlement, les caractéristiques de la propagation des infrasons à une échelle globale ont également été abordées afin de déterminer, globalement, les guides atmosphériques et leurs évolutions temporelle et spatiale [Brown, 2000].

Toutefois, cette approche est émaillée de nombreuses approximations qui dégradent les performances des localisations.

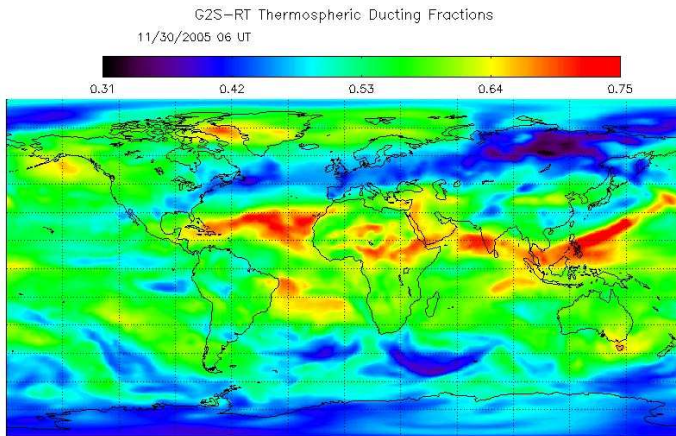


FIG. 1.27 – Tables de présence des phases thermosphériques Drob and Picone [2003].

aussi bien les modèles atmosphériques statistiques (*HWM*) que des modèles semi-empiriques, en l'occurrence *NRL-G2S*.

L'outil converge ainsi rapidement vers la solution, tout en commettant des erreurs importantes sur cette dernière, ce qui est dû aux nombreuses approximations et incertitudes inhérentes à la méthode choisie pour simuler la propagation, qui fournit le modèle de célérité, et l'absence de prise en compte d'une atmosphère variable spatialement et temporellement.

En effet, les tables de phases et de temps de vols sont construites en 1D sans prendre en compte la distance séparant la source des récepteurs.

Pour Drob and Picone [2003] et Drob [2003b] la question était de représenter une cartographie globale des guides d'ondes atmosphériques et de donner un accès direct aux caractéristiques de la propagation des ondes infrasonores pour une source ponctuelle rayonnant de manière isotrope (figure 1.27).

Ces travaux ont mené à l'établissement de cartes 2D représentant les altitudes de retour des ondes infrasonores, en fonction des paramètres d'émission (azimut et angle d'élévation). Ces cartes sont réalisées pour une tessellation<sup>17</sup> régulière de la sphère en 2592 triangles avec,

<sup>17</sup>Tessellation : maillage de la sphère.

Les principales caractéristiques de la propagation infrasonore ont été obtenues à partir de la méthode de tracé de rai  $\tau$ -P. Ces cartes n'intègrent pas la distance entre la source et le récepteur. La portée de telles abaques reste alors limitée à un rôle de compréhension de la propagation infrasonore.

La mise à jour continuelle des courbes de temps de vol, afin de rendre compte des changements atmosphériques saisonniers, sub-saisonniers ou même diurnes, paraît nécessaire pour une plus grande maîtrise des processus de la propagation des ondes infrasonores [Garcès and Drob, 2005; Hetzer *et al.*, 2005]. Le rôle essentiel de modèles atmosphériques réalistes, dans tout processus de localisation de sources infrasonores, est mis en avant, le but étant alors de réduire les fausses détections et d'améliorer les capacités de détection du réseau.

### • Un comparatif des méthode pour la localisation

Pour aller plus loin, O'Brien and Shields [2004] proposent de comparer les différentes méthodes de localisation basées sur des tables temps de vol en fonction de la distance. Ces méthodes, développées jusqu'alors, intègrent des degrés de complexité divers, allant du simple modèle à une seule célérité jusqu'aux modèles avec prise en compte d'une atmosphère variable temporellement. Parmi ceux-ci on peut citer :

- le modèle de célérité *simple* : meilleure valeur de célérité *a posteriori* 282 m/s (valeur moyenne des détections de la base de donnée utilisée) ;
- le modèle à deux célérités constantes : 245 m/s et 320 m/s pour les deux principaux guides d'ondes, respectivement thermosphérique et stratosphérique ;
- le modèle avec une atmosphère variable en fonction des saisons obtenu à partir de modèles statistiques *HWM* (section 1.1.4.1) ;
- le modèle avec une atmosphère variable mensuellement (effets sub-saisonniers) et quotidiennement (effets diurnes) obtenu à partir de modèles statistiques (*HWM*) ;
- Modèle avec une atmosphère variable en fonction des spécificités de l'évènement obtenu à partir de modèles semi-empiriques *NRL-G2S* (section 1.1.4.2).

Mais la construction de tables de localisation et le développement d'outils statistiques se heurtent alors au nombre restreint d'évènements pouvant être utilisés pour des validations, qui contraint faiblement le problème, ainsi qu'à l'utilisation de  $\tau$ -P (version 9.1) avec ses limitations reconnues. Les auteurs recommandent alors, comme pré-requis à toute démarche de localisation précise, l'utilisation de méthodes et d'outils de propagation plus évoluées, intégrant la propagation en 3D des ondes infrasonores.

Une autre approche consiste à proposer des procédés de localisation automatique d'évènements infrasonores [Brown, 2005]. Ceux-ci sont bâtis à partir d'une discrétisation globale variable de la sphère, le maillage étant d'abord très lâche, puis raffiné à chaque étape. La méthode se décompose ainsi en :

- Construction de la tessellation de la sphère à  $N$  éléments (figure 1.28) ;
- Croisement des azimuts pour contraindre spatialement le problème. La solution est ainsi confinée à un nombre limitée de mailles de la tessellation. La démarche se poursuit pour ces éléments uniquement ;
- Utilisation des temps de vols pour contraindre temporellement le problème. Une zone géographique probable pour la localisation de l'évènement est alors obtenue, cette étape permet de trouver le "bon" triangle de la tessellation ;
- Utilisation du *Neighbourhood Algorithm* [Sambridge, 1999a,b; Sambridge and Kennett, 2001] (raffinement de la sphère en cellules de Voronoï) et minimisation de la fonction d'erreur (*Misfit function*) ;
- Obtention de la localisation finale, lorsque la précision recherchée est atteinte.

Mais cette démarche nécessite de calculer au préalable tous les temps de vol et toutes les déviations d'azimuts pour chaque élément de la tessellation.

Tous ces calculs sont supposés être obtenus de manière indépendante de la procédure de localisation.

Cette démarche est en revanche totalement dépendante de la précision des tables de temps de vol et de déviations d'azimut, un raffinement à un degré élevé de précision n'ayant pas de sens si les tables sont erronées ou approximées.

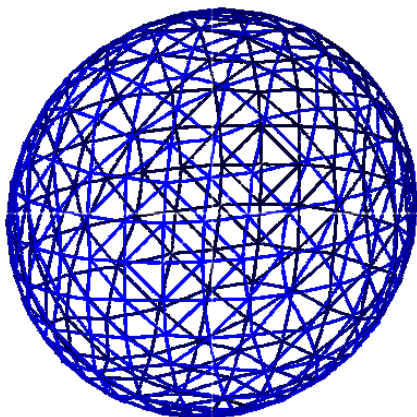


FIG. 1.28 – Tessellation de la sphère [Brown, 2005].

Cette étape reste donc la principale interrogation, et ceci quel que soit le procédé de localisation abordé.

En effet, actuellement la communauté infrason utilise la méthode  $\tau$ -P pour simuler la propagation, cette dernière apparaissant jusqu'à présent comme l'unique solution permettant d'obtenir les résultats attendus en des temps de calculs raisonnables.

Malheureusement, elle ne prend pas en considération les aspects 3D de la propagation des infrasons ni même l'évolution temporelle du milieu de propagation.

L'incertitude sur les tables de temps de vol assemblées peut alors s'avérer particulièrement importante et limitante. Celle-ci est fonction de la distance séparant la source du récepteur. Les tables sont également tributaires des variations atmosphériques spatiales et temporelles, qui ne sont pas intégrées dans la démarche.

Il existe de nombreux paramètres et limitations issues de la propagation des infrasons, qui sont autant de difficultés à intégrer pour localiser les sources émettrices d'infrasons.

La localisation des sources infrasonores est un exercice difficile et doit être contrainte par un nombre important de facteurs physiques, numériques mais aussi opérationnels. La mise en place d'une telle procédure doit être issue d'un compromis entre les hypothèses, les besoins et les contraintes.

Dans un premier temps, il est donc nécessaire de lister ces paramètres essentiels pour mener à bien la procédure de localisation.

### 1.3.3.2 Contraintes liées à la procédure de la localisation infrasonore

L'atmosphère reste également un milieu relativement méconnu, notamment au niveau de l'intensité des champs de vents dans la mésosphère et la thermosphère, ou encore de la précision des jets stratosphériques [Drob *et al.*, 2006]. En raison de la mobilité du milieu et de son influence sur la propagation, la connaissance même de la propagation atmosphérique des infrasons et la localisation des sources infrasonores sont étroitement liées à la qualité des modèles atmosphériques et météorologiques et sont toujours en attente d'améliorations éventuelles de ces derniers.

Les **besoins** pour mener à bien une procédure de localisation :

- **Connaissance des modèles de célérité ou de vitesse de propagation horizontale par type de phases** : Ces modèles de célérité sont obtenus à partir du rapport entre la distance séparant la source de la station, dans ce cas source - position du rebond, et le temps de vol total ;

- **Connaissance des modèles de déviations d'azimut par type de phases :** Ces modèles sont obtenus en calculant l'écart entre l'azimut théorique séparant source et détecteur avec l'azimut estimé par la position effective du rai ;
- **Connaissance de toutes autres grandeurs fournissant de l'information sur les phases simulées** et pouvant ainsi aider à la validation de l'identification des arrivées. Ces grandeurs pouvant être : l'atténuation, les altitudes de réfractions (*i.e.* altitude maximale atteinte par les phases), le nombre de rebonds (avant la "zone de détection" - cette zone restant une grandeur à définir, section 3.1).

Les **contraintes** liées au contexte de la propagation des ondes infrasonores, mais aussi aux limitations des moyens numériques :

- **Localiser tout type d'évènement à une échelle globale**, avec une précision (ou plutôt une erreur sur la localisation) de quelques kilomètres pour une distance de propagation de l'ordre du millier de kilomètres ;
- **Prendre en compte les variations spatiales et temporelles de l'atmosphère :** utilisation des meilleurs modèles atmosphériques disponibles (implémentation des modèles statistiques par défaut) pour une réelle implémentation des variations spatiales et temporelles du milieu ;
- **Limiter les temps de calcul** nécessaires pour mener à bien la procédure de localisation, ils doivent être raisonnables *i.e.* les résultats doivent être disponibles rapidement. Le but étant d'intégrer cette procédure dans la chaîne de traitement des infrasons du *CND*, et donc d'obtenir des outils adaptés à un cadre opérationnel. L'objectif final restant la production d'un bulletin infrason d'évènements localisés.

Les **hypothèses** ou entrées de la procédure de localisation :

- **L'association des signaux aux différentes stations :** toutes les stations ayant détectées - *i.e.* participées - sont connues ;
- **L'identification des phases détectées (ou arrivées), à chaque station :** cette étape est fondamentale aussi bien pour la compréhension de la propagation et des phénomènes la régissant, que pour localiser avec précision l'origine du signal.

### 1.3.3.3 Un obstacle majeur : l'identification des phases

Le choix se porte donc sur la construction de tables de propagation, qui permet d'intégrer les difficultés identifiées et qui offrent suffisamment de souplesse pour être utilisées, à la fois, pour un traitement opérationnel et pour des cas d'études spécifiques.

L'identification des phases permet d'associer un signal (*i.e.* une arrivée à une station) avec une typologie de phase (tableau 1.1).

Pour une même station, l'identification apparaît relativement aisée, grâce aux informations sur la direction de propagation et au contenu fréquentiel. En revanche, associer les signaux de stations différentes est une démarche plus complexe.

Cette phase est essentielle dans l'analyse des signaux infrasonores et la compréhension de la propagation. La discrimination des signaux et détections à différentes stations [Stump *et al.*, 2001b,a] aide ainsi à réaliser la meilleure localisation possible, les capacités de localisation augmentant avec le nombre de stations.

L'identification des phases est réalisée à partir des caractéristiques signaux, que sont le contenu fréquentiel, la direction de propagation du front d'onde, la vitesse apparente ou encore l'amplitude. Autant de grandeurs nécessaires, pour parvenir à identifier les phases en se référant



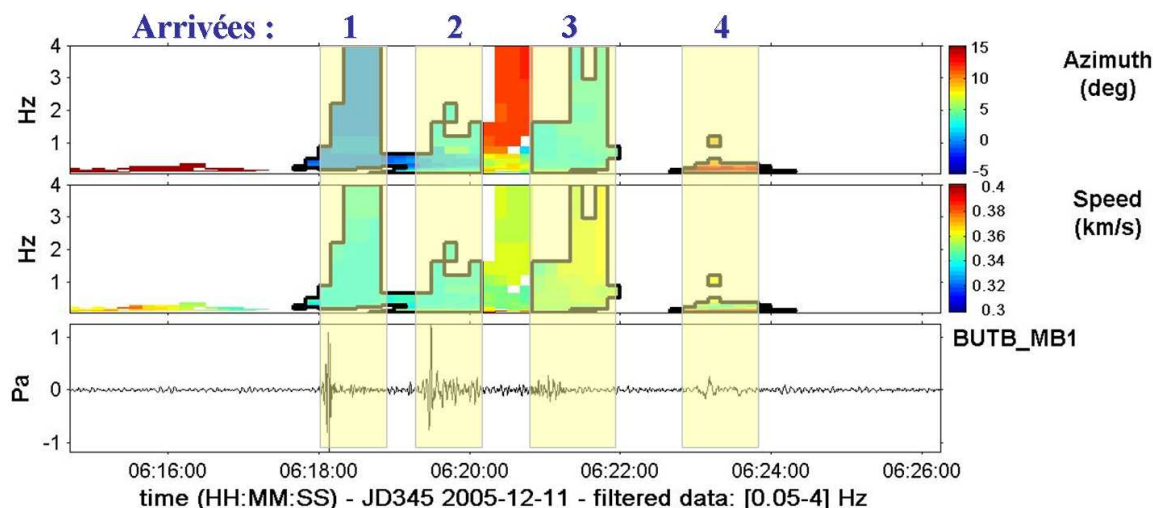


FIG. 1.29 – Détections à la station de Flers de signaux associés à l’explosion de Buncefield, décembre 2005 (section 4.3), avec *PMCC* [Cansi, 1995].

à leur nomenclature 1.1.3.3 et leurs domaines de vitesses horizontales [Garcès *et al.*, 2002b; Brown *et al.*, 2002a].

La figure 1.29 présente une fenêtre construite à partir des traitements *PMCC* (chapitre 1, section 1.2 pour les explications sur l’outil *PMCC*) pour la station de Flers enregistrant une forte explosion accidentelle à Londres le 11 décembre 2005 (chapitre 4)).

Quatre arrivées ont été associées à un même évènement, les trois premières présentent des caractéristiques similaires en vitesse de passage, azimuth et contenu fréquentiel. La dernière est caractérisée par une fréquence plus basse ( $\sim 0.1\text{ Hz}$ ) et une vitesse de passage plus élevée ( $\sim 400\text{ m/s}$ ).

Toute la difficulté de l’association des phases à un même évènement et de l’identification de ces phases repose sur les critères pour associer, classer ou séparer des détections, aussi rapprochés soient-elles.

Il est possible d’identifier les trajets même si ceux-ci ont des caractéristiques assez proches.

L’outil de tracé de rai est utilisé pour guider l’identification des phases. *WASP-3D Sph* fournit notamment les temps de vols des différentes phases simulables, et ce pour un modèle atmosphérique spécifique, entre une source et une station.

Pour avoir cette information supplémentaire, il est nécessaire de connaître la source, c’est à dire de connaître sa localisation géographique ainsi que l’heure et la date auxquelles elle a émis des infrasons dans l’atmosphère. Or, ce sont précisément les informations recherchées et non connues lors d’une détection (l’analyse détaillée est présentée en section 4.3).

### • Pourquoi identifier les phases ?

L’identification des phases est une nécessité pour la localisation, mais elle n’est pas sa seule justification.

Il faut identifier les phases pour :

- Séparer les différentes arrivées et les paramètres de la détection ;
- Faire intervenir les différents guides d’ondes le long de la propagation ;
- Estimer les paramètres d’entrées nécessaire à la localisation.

### • Problèmes associés à l'identification des phases

L'identification des phases est un axe d'investigation repris dans de nombreuses études, afin de comprendre, caractériser et détecter les infrasons [Whitaker and Mutschlecner, 2006]. L'association et l'identification des phases sont encore l'objet d'interrogations (étude de Misty Picture [Gainville *et al.*, 2006] ou encore le développement d'algorithmes de détection, d'identifications et d'associations de phases [Arrowsmith and ReVelle, 2007]).

La démarche d'identification est un problème d'autant plus complexe que les détections aux stations peuvent être mélangées, seul un bon paramétrage des outils de traitement du signal, *PMCC*, permet alors de séparer les arrivées et du même coup d'en donner les caractéristiques (vitesses apparentes, contenu fréquentiel, amplitude, azimuth de détection).

Récemment, un évènement infrasonore a remis en cause la nomenclature des célérités par type de phases [Ceranna *et al.*, 2007-2008; Evers and Haak, 2007]. Il n'est en réalité pas robuste de séparer les phases en se basant principalement sur l'hypothèse que leurs célérités sont distinctes (sections 3.2.3 et 4.3).

La variabilité des champs de vents peut venir influencer les paramètres de la propagation et rendre la différenciation des phases difficiles voir impossible à partir des seuls paramètres signaux.

La complexité s'accroît d'autant que les infrasons peuvent se propager suivant des trajectoires multiples et ainsi générer de multiples arrivées pour une station [Le Pichon *et al.*, 2002a]. Il faut alors associer et identifier ces trajets pour une station, et éventuellement ensuite les associer avec les détections d'autres stations [Le Pichon *et al.*, 2006c].

Pour toutes ces raisons, une démarche fiable d'identification des phases est difficilement concevable pour une utilisation opérationnelle. Les critères sur les signaux sont insuffisants pour la rendre automatisable, des hypothèses sur cette identification sont donc faites pour mener à bien l'analyse complète de l'évènement infrasonore, hypothèses validées ou réfutées par les résultats des simulations et de la localisation.

#### 1.3.3.4 Construction de tables globales par station

L'importance de la connaissance de l'atmosphère, à un instant précis et pour une zone géographique donnée, est telle qu'elle justifie en elle-même le choix de la construction de tables globales (ou locales) de la propagation des ondes infrasons. Cela revient ainsi à réaliser une cartographie 3D à grande échelle des phases infrasonores et offre, à ce titre, un point de vue unique sur l'état de l'atmosphère pour la propagation des ondes infrasonores.

Le choix est donc fait de construire des **tables centrées sur une station**, à une date origine donnée.

Il apparaît judicieux de tirer avantage du nombre fini, et même relativement réduit, de stations du *SSI* en les prenant pour référentiel (plutôt que de considérer une infinité de sources possibles). Ce choix offre, dans le cas d'une approche orientée vers la construction de tables de propagation par sources, pour énorme avantage de s'affranchir des questions relatives à la répartition spatiale des sources à l'origine du signal infrasonore.

Il en résulte alors que chaque maille de la table correspond à une source potentielle, à laquelle il est fait référence comme d'un "*point source*", dans l'ensemble de ce document.

Les tables de propagation ainsi construites fournissent les modèles corrigeant l'influence de l'atmosphère pour la localisation.



### 1.3.4 De la prélocalisation vers la localisation

Actuellement, les procédures automatiques de localisation sont obtenues par de simples croisements des azimuts. Cette solution, concernant la localisation, est évidemment imprécise, mais elle offre une idée de la région géographique dans laquelle la source se situe.

Cette solution peut ainsi être utilisée comme prélocalisation pour définir les tables de propagation, pour ensuite chercher à converger vers la localisation de l'évènement.

#### 1.3.4.1 Comment obtenir une prélocalisation ?

Pour mener à bien une analyse complète d'un évènement infrasonore, et dans le but de réaliser des simulations de la propagation, une prélocalisation de la source est requise.

Cette prélocalisation, bien qu'imparfaite, aide actuellement à rechercher l'origine de la source. Effectivement, l'équipe infrason doit parfois faire preuve d'imagination ou de bon sens pour identifier une source.

En atteste les détections des éruptions volcaniques de l'Etna aux stations *I26DE* et de Flers, qui ont conduit à une prélocalisation à quelques centaines de kilomètres des côtes Siciliennes, en pleine mer Méditerranée [Le Pichon, 2002; Evers and Haak, 2004] (la figure 1.25 présente le croisement des azimuts de détection pour la localisation effectuée (donc la prélocalisation), en gris, et les vrais valeurs, en noir).

#### • Prélocalisation par croisement des azimuts non corrigés des vents

À partir des détections de signal infrason aux stations, l'analyse *P.M.C.C.* fournit les caractéristiques des différentes détections : fréquence, vitesse de passage, heure de détection et direction de propagation du front d'onde.

Une analyse croisée des détections aux différentes stations infrasons d'une même région géographique permet alors d'associer, si possible, différentes détections à plusieurs stations.

La détection d'un même évènement à un minimum de deux stations rend possible la localisation de l'évènement par un simple croisement des azimuts des détections.

L'heure origine de l'évènement peut, de plus, être estimée en se basant sur les heures de détections et un modèle de célérité constant. Ce modèle de célérité constant est déduit de la nomenclature des phases infrasonores, il correspond à une célérité moyenne des phases infrasonores de  $300\text{ m/s}$  [Le Pichon *et al.*, 2005b; Brown *et al.*, 2002a] (ce modèle de célérité moyen se différencie du modèle de célérité simple d' O'Brien and Shields [2004], qui est déduit de *toutes* les détections et pas seulement les *premières* arrivées).

Cependant l'influence du milieu, notamment des vents transverses, sur la propagation des infrasons n'est pas prise en compte dans cette localisation de l'évènement.

Les erreurs alors commises sont souvent importantes devant les distances de propagation, cette localisation sans correction des perturbations atmosphériques est alors référencée comme une *prélocalisation* (quelques illustrations sont présentées en chapitre 4).

Mais la prélocalisation est aussi un premier niveau de contrainte pour le cadre d'une démarche de localisation précise. Il est alors intéressant d'évaluer quantitativement les influences extrêmes de l'atmosphère sur la propagation pour délimiter une zone de recherche autour de la prélocalisation.

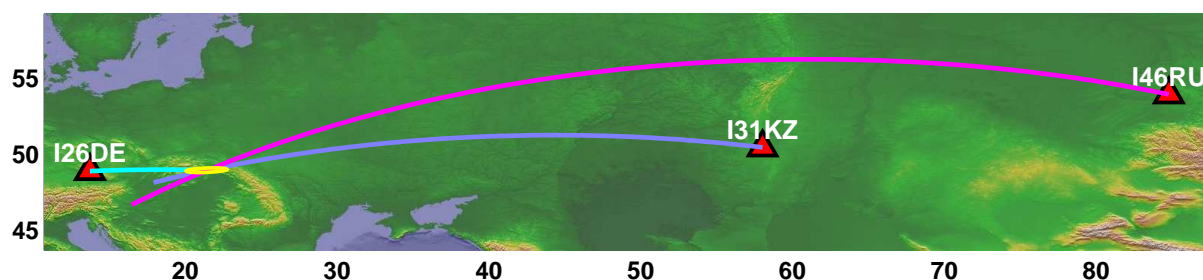


FIG. 1.30 – Prélocalisation d'un évènement infrason en Europe Centrale, le 2 mars 2007 (section 4.2), par croisement des azimuts (l'ellipse jaune représente la zone de confiance à 95% [Johnson and Wichern, 1992]).

#### • Qualité de la localisation, les erreurs commises et leurs origines

Les erreurs de localisation ne sont pas négligeables. Elles varient, de plus, largement devant certains facteurs :

- i. La distance séparant la source de la station ;
- ii. Les variations spatiales de l'atmosphère : en fonction de la position géographique (latitude principalement) de la station et de la source ;
- iii. Les variations temporelles de l'atmosphère : en fonction de la période de l'année et également des effets diurnes.

Les prélocalisations obtenues n'intègrent donc pas de corrections pour compenser les influences du milieu de propagation.

Si à proximité de l'équateur les erreurs commises sont faibles, en raison de champs de vents quasi nuls et variant peu temporellement, en revanche elles sont considérables pendant les périodes de transitions atmosphériques (entre saisons notamment) pour des latitudes plus élevées, pouvant même atteindre quelques centaines de kilomètres.

La localisation d'évènement doit intégrer ces influences et chercher à les compenser.

#### 1.3.4.2 Réponse aux besoins : des outils de simulation interprétant les variabilités de l'atmosphère

L'intégration des effets atmosphériques sur la propagation infrasonore est une nécessité pour la compréhension et la localisation des sources. Pour estimer, quantifier, ces effets la modélisation de la propagation, en intégrant une atmosphère complexe et réaliste, apparaît comme la meilleure solution.

Ces simulations de la propagation atmosphérique fournissent une réplique numérique des phénomènes physiques reliant une source infrasonore à une ou plusieurs détections à une station infrason.

Suivant les méthodes choisies, il est possible de reconstruire le domaine de propagation entre la source et la station, de suivre l'évolution du front d'ondes infrasonores ou de suivre des trajectoires particulières, chacune de ces simulations ayant ces avantages et inconvénients propres, notamment en coût de calcul (section 2.1).

Dans le cadre de la localisation, le rôle de tels outils est de fournir des modèles précis de célérités et d'évaluer la déviation du front d'onde.

Tous les types de simulation ne remplissent pas ces pré-requis, il est donc nécessaire de connaître les sorties, mais aussi les entrées, de chaque méthode.

**Résumé**

Les infrasons peuvent se propager sur de longues distances puis être détectés par des stations microbarométriques. Au cours de leur propagation, ils traversent un milieu complexe, l'atmosphère, qui est un milieu hétérogène évoluant aussi bien spatialement que temporellement.

L'atmosphère influe sur la propagation des infrasons et modifie sensiblement leurs caractéristiques et leurs paramètres de propagation, ce qui rend l'identification du signal difficile et fausse la localisation.

La connaissance de l'atmosphère et de sa variabilité devient primordiale pour qualifier ses effets sur la propagation. Elle doit alors être intégrée dans les simulations pour en quantifier l'impact.



## Chapitre 2

# Outils de simulation pour la construction des tables

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Etat de l'art : outils de simulations . . . . .</b>	<b>66</b>
2.1.1	Les méthodes asymptotiques . . . . .	66
2.1.2	Les méthodes type ondes . . . . .	67
2.1.3	Choix de l'outil de simulation pour une approche opérationnelle . . . . .	67
<b>2.2</b>	<b>Le problème direct avec l'outil <i>WASP-3D SPH</i> . . . . .</b>	<b>69</b>
2.2.1	Le tracé de rai . . . . .	69
2.2.2	Prise en compte des variations atmosphériques . . . . .	70
2.2.3	Une approche paraxiale pour la prédiction de l'amplitude . . . . .	72
2.2.4	Vers la définition de nouveaux besoins . . . . .	74
2.2.5	Évolutions nécessaires . . . . .	75
<b>2.3</b>	<b>Du problème direct au problème inverse . . . . .</b>	<b>79</b>
2.3.1	Définition du problème inverse . . . . .	79
2.3.2	Différentes méthodes envisageables . . . . .	80
<b>2.4</b>	<b>Construction des tables de propagation . . . . .</b>	<b>81</b>
2.4.1	Des tables pour la localisation . . . . .	81
2.4.2	Méthodologie . . . . .	84
2.4.2.1	Maillage de la région source . . . . .	85
2.4.2.2	Simulation de la propagation avec <i>WASP-3D Sph</i> . . . . .	85
2.4.2.3	Boîte d'intégration pour la récupération des paramètres de propagation . . . . .	87

---

Pour aller plus loin dans la compréhension de la propagation des infrasons, et plus particulièrement, en intégrant les effets d'un milieu complexe, des modélisations de la propagation ont été développées.

Ces modèles ou méthodes de simulations permettent de propager les infrasons dans l'atmosphère depuis une source identifiée en direction d'un ou de plusieurs récepteurs. On appelle alors cette étape de modélisation du phénomène physique, un problème direct.

## 2.1 Etat de l'art : outils de simulations

Dans le cadre de la simulation de la propagation des ondes infrasonores, deux classes de méthodes ont été étudiées. Tout d'abord celles traitant de la résolution de l'équation des ondes en milieu hétérogène, les *méthodes asymptotiques* qui permettent le suivi du trajet de l'onde infrasonore, et ensuite les méthodes reprenant la résolution des équations fondamentales de la mécanique des fluides, les *méthodes eulériennes* qui traitent explicitement les gradients des écoulements.

Les *méthodes asymptotiques* basées sur une approximation haute fréquence de l'équation d'Helmholtz : les tracés de rayons reposent sur l'approximation géométrique de type onde plane.

Les *méthodes eulériennes* basées sur la résolution de l'équation d'Euler (équations de Navier-Stokes développées au premier ordre) par différences finies permettent de simuler les variations du champ de pression ainsi que les mouvements mêmes du fluide.

### 2.1.1 Les méthodes asymptotiques

Ces méthodes sont adaptées pour la propagation des ondes sur de grandes distances en milieu inhomogène.

#### • Le tracé de rayon

La méthode des tracés de rai [Whitham, 1974; Candel, 1977; Michael Jones *et al.*, 1986; Pierce, 1989] repose sur une approximation géométrique de type onde plane qui assimile localement le front d'onde à son plan tangent. Deux équations différentielles couplées gouvernent le calcul des trajectoires des rayons, elles prennent en considération l'écoulement du milieu atmosphérique, mais aussi ses inhomogénéités.

Afin de reconstruire le signal infrasonore à une station, les contributions de toutes les trajectoires de rais reliant une source à ce détecteur sont sommées.

La méthode, appliquée à la propagation infrasonore, prend comme entrée les paramètres d'émission (angles de propagation du front d'ondes initiaux) et fournit des résultats en des temps de calculs très modérés (un rai calculé mettra une seconde à être propagé sur une distance proche de 1000 km) tout en intégrant les variations spatio-temporelles de l'atmosphère.

Elle est, de plus, adaptée au calcul de trajectoire en milieu inhomogène, intégrant les variabilités spatiales des profils atmosphériques et la topographie.

Elle permet de déterminer, en sorties, les principales grandeurs caractéristiques de la propagation que sont : le nombre de phases, les temps de propagation, les célérités moyennes, les déviations d'azimut et l'atténuation le long d'une trajectoire.

Le tracé de rayon, étant basé sur une approximation haute fréquence de l'équation des ondes, est valable tant que la longueur d'onde reste faible devant les gradients du milieu (vents, températures, ...) [Virieux *et al.*, 2004; Dessa *et al.*, 2005]. Cette méthode est donc adaptée pour des domaines fréquentiels supérieurs à 0.1 Hz ( $\lambda > 3$  km) et permet d'y propager les rais sur plusieurs milliers de kilomètres.



Le tracé de rai ne prédit pas, en revanche, toutes les arrivées, il a tendance à surévaluer les dimensions des zones d'ombres. Il ne prend pas non plus en compte les phénomènes de diffraction, qui sont négligés dans l'approximation géométrique. Il est enfin soumis à des régions de focalisation d'énergie, ou caustique, qui rendent l'évaluation de l'évolution de l'amplitude difficile.

### 2.1.2 Les méthodes type ondes

Les méthodes type ondes résolvent les équations fondamentales de la mécanique des fluides.

#### • Résolution de l'équation d'Euler par différences finies

Cette méthode est obtenue à partir d'une approche perturbative et d'un développement au premier ordre des équations de Navier-Stokes.

Il est également possible d'intégrer une atmosphère variables spatio-temporellement.

L'équation d'onde est alors discrétisée et résolue par une approche différences finies. Cette méthode est ainsi la plus avancée et la plus précise (elle intègre la gravité, la viscosité, ...) pour simuler la propagation atmosphérique des infrasons et estimer la champ d'onde en tout point de l'espace défini [Piserchia, 2005].

Cependant, cette précision a un coût très élevé en temps de calculs. Ceux-ci sont d'ailleurs incompatibles, actuellement, avec une approche opérationnelle.

#### • Méthodes paraboliques

Une seconde méthode eulérienne est la méthode parabolique qui permet également de simuler la propagation des ondes infrasonores sur de longues distances. Cette approche résout l'équation d'Helmholtz en séparant les variables et fournit alors un champ d'onde complet, tout en prédisant toutes les arrivées [Norris and Gibson, 2004].

Elle permet également l'implémentation d'un milieu 3D variables longitudinalement et d'une topographie variant faiblement.

Cependant, la charge en calcul est, une nouvelle fois, élevée et les temps nécessaires aux modélisations peuvent s'avérer rédhibitoires. Cette méthode privilégie également une propagation proche de l'horizontale, donc pour des angles "faibles" (inférieurs à 60°).

### 2.1.3 Choix de l'outil de simulation pour une approche opérationnelle

En considérant les atouts et inconvénients des différentes méthodes en vue de leur utilisation dans la chaîne opérationnelle de traitement des infrasons au *CND* français, il apparaît évident qu'un compromis est à trouver entre temps de calculs et précisions des simulations, sans oublier l'adéquation des outils avec les besoins de l'analyse d'événements infrasonores.

Le passage à l'opérationnel impose une approche quasi-temps réel de la reconstitution de la propagation atmosphérique. L'objectif, à terme, étant de fournir un bulletin d'événements localisés corrigés des effets atmosphériques, il ne saurait être question d'obtenir les simulations en plusieurs jours.

Les besoins pour l'analyse infrasonore se tournent également vers des outils retraçant la propagation sur des distances de plusieurs milliers de kilomètres.

Ces deux premiers points confirment donc l'inadéquation d'une approche opérationnelle avec des simulations basées sur des méthodes eulériennes.

De plus, en considérant les capacités numériques actuellement disponibles, les méthodes paraboliques ne semblent pas convenir à une utilisation opérationnelle.

Il reste alors le tracé de rai, qui bien qu'imparfait, offre des temps de calculs restreints et raisonnables, permet d'intégrer un milieu de propagation en mouvement et fournit l'ensemble des paramètres caractéristiques de la propagation des infrasons.

Le choix du **tracé de rayon**, intégré dans une approche opérationnelle, paraît donc logique.

## 2.2 Le problème direct avec l'outil *WASP-3D SPH*

Les simulations de la propagation des infrasons sont réalisées par l'outil de tracé de rai *WASP-3D SPH* : Windy Atmospheric Sonic Propagation en 3 dimensions et en coordonnées sphériques.

### 2.2.1 Le tracé de rai

La théorie des rayons est basée sur l'hypothèse d'un comportement asymptotique de la solution. La propagation acoustique peut en effet être vue comme l'application du formalisme de l'acoustique géométrique aux domaines des ondes sonores.

Les principales hypothèses de cette théorie sont :

- Une approximation haute fréquence. Il s'agit d'une théorie monochromatique où la fréquence n'a donc pas d'influence *i.e.* les effets dus à la gravitation sont négligés ;
- La vérification des équations de l'acoustique linéaire. Les perturbations acoustiques sont considérées d'amplitudes faibles devant l'état ambiant.

Le tracé de rai fait l'objet de nombreux développements [Pierce, 1989], que cela soit en sismologie [Cerveny *et al.*, 1977; Farra *et al.*, 1989; Virieux and Farra, 1991] en 2D et en 3D ou encore pour la propagation des infrasons dans l'atmosphère [Garcès *et al.*, 1998] pour des structures 1D par bandes cependant.

#### • Le tracé de rai dans un milieu en mouvement

L'équation scalaire des ondes dans un milieu en mouvement (équation Eikonal) devient ainsi

$$\nabla^2 p(\vec{x}, t) - \frac{1}{c^2(\vec{x})} \left[ \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v}(\vec{x}) \cdot \vec{\nabla} \right]^2 p(\vec{x}, t) = 0, \quad (2.1)$$

où la vitesse du vent -  $\vec{v}$  - varie seulement en espace (les variations temporelles peuvent y être également incluses).

Considérant un système de coordonnées sphériques à trois dimensions, le temps de vol le long du rai -  $\vec{T}(\vec{x}, t)$  - s'exprime selon l'équation Eikonal suivante (dédiuite de la partie 2.1) :

$$(\vec{\nabla}(T))^2 = \frac{1}{c^2(\vec{x})} [1 - \vec{v}(\vec{x}) \cdot \vec{\nabla}(T)]^2. \quad (2.2)$$

Il est alors possible de simuler la propagation des ondes infrasonores en utilisant un modèle 3D reprenant la théorie des rais tel que l'outil *WASP-3D Sph* (*Windy Atmospheric Sonic Propagation*) [Virieux *et al.*, 2004; Dessa *et al.*, 2005].

En introduisant, le vecteur lenteur :  $\vec{p} = \vec{\nabla}T$ , la lenteur du son (inverse de la vitesse du son) :  $u(\vec{q}) = 1/c(\vec{q})$ , le vecteur position  $\vec{q}$  et la fonction Hamiltonienne :  $\mathcal{H}$  [Burridge, 1976], selon le formalisme Hamiltonien cette dernière s'exprime alors :

$$\mathcal{H} = \frac{1}{2} \left\{ \vec{p}^2 - u^2(\vec{q}) [1 - \vec{p} \cdot \vec{v}(\vec{q})]^2 \right\}. \quad (2.3)$$

Une des propriétés fondamentales de l'Hamiltonien est de respecter la loi de conservation  $\mathcal{H} = 0$  le long d'un rai acoustique. L'équation 2.3 conduit alors aux équations canoniques du rai [Courant and John, 1966].

$$\begin{cases} \frac{dq_i}{d\nu} = \frac{\partial \mathcal{H}}{\partial p_i} \\ \frac{dp_i}{d\nu} = -\frac{\partial \mathcal{H}}{\partial q_i} \\ \frac{dT}{d\nu} = -\mathcal{H} + p_i \frac{\partial \mathcal{H}}{\partial p_i} \end{cases} \quad i \in [1, 3]. \quad (2.4)$$

### • Considérations pratiques de *WASP-3D Sph*

L'intégration des équations canoniques du rai 2.4 est assurée par une méthode de Runge-Kutta d'ordre 2 avec un pas d'intégration fini  $\partial\nu$ .

Initialement, des conditions sont appliquées à la position de la source  $\vec{q}(\nu = 0)$  et à la direction du rai  $\vec{p}(\nu = 0)$ .

La direction initiale du rai est définie par deux angles : l'angle d'élévation (ou d'incidence) en référence localement à la verticale, et l'angle d'azimut en référence au Nord.

L'angle d'incidence verticale peut être défini de deux façons, soit par l'angle  $i$  formé entre la direction de départ du rai et l'axe vertical, soit à partir d'un paramètre propre au rai, appelé le paramètre de rai  $p_r$ .

Ce dernier est une constante de la trajectoire, correspondant à la norme de la projection horizontale du vecteur lentur  $\vec{p}$ .

Ces deux grandeurs, angle d'incidence et paramètre de rai, sont reliées par :

$$\vec{p} = \frac{\vec{n}}{c_{eff}}, \quad (2.5)$$

où  $c_{eff}$  est la vitesse effective du son, qui est en fait la vitesse du son ressentie (définie en 2.7).

Dans un premier temps, en supposant le milieu homogène<sup>1</sup> et dans un système de coordonnées sphériques, le paramètre de rai  $p_r$  obtenu est alors  $p_r = \frac{q_\rho \sin i}{c_0}$  où  $i$  est donc l'angle d'incidence entre le vecteur de direction de l'onde  $\vec{n}$  et la verticale.

Au sol, en l'absence de vent,  $p_r$  équivaut à l'inverse de la vitesse horizontale de l'onde mesurée à la station, et est inférieur à l'inverse de la vitesse du son au sol. Par conséquent, pour une source située au sol, l'altitude de réfraction des rayons ( $i = \frac{\pi}{2}$ ) est obtenue dès que les vents en altitude viennent au minimum compenser la différence de vitesse du son entre le sol et cette altitude.

En réalité le milieu est hétérogène, donc en mouvement. Toujours en coordonnées sphériques, le paramètre de rai s'exprime alors dans le repère  $(\rho, \theta, \phi)$  :

$$p_r = \frac{q_\rho \sin i}{c_0 + v_\rho \cos i + v_\theta \sin i \cos \alpha + v_\phi \sin i \sin \alpha}, \quad (2.6)$$

avec  $i$  l'angle d'incidence,  $\alpha$  l'angle d'azimut,  $c_0$  la vitesse du son et  $v = (v_\rho, v_\theta, v_\phi)$  les vents homogènes exprimés en coordonnées sphériques.

## 2.2.2 Prise en compte des variations atmosphériques

L'outil de tracé de rai *WASP-3D Sph* permet de suivre les trajectoires des ondes infrasonores dans toutes les dimensions de l'espace et il présente également l'avantage d'intégrer une atmosphère en trois dimensions et évoluant spatialement.

<sup>1</sup>En l'absence de vents, les profils atmosphériques sont invariants le long de la trajectoire.

### • Influences des vents sur le tracé de rai

Les vents influencent la vitesse effective du son variablement spatialement et temporellement (section 1.1.3).

La vitesse effective du son résulte de la projection des composantes horizontale et verticale (cette dernière étant négligeable) des vents sur la trajectoire considérée avec le profil de vitesse du son. C'est elle qui définit l'altitude de réfraction des ondes infrasons.

Ainsi, plus la vitesse du vent dans la direction de propagation est élevée, plus l'altitude de réfraction diminuera.

La vitesse effective du son ( $c_{eff}$ ) est obtenue par la formule suivante :

$$c_{eff} = c_0 + \vec{n} \cdot \vec{u}, \quad (2.7)$$

où :  $\vec{n}$  est le vecteur unitaire de la direction de l'onde.

$\vec{u}$  est le vecteur de la vitesse du vent.

$c_0$  est la vitesse du son.

### • Implémentation des vents dans *WASP-3D Sph*

Une des originalités de *WASP-3D Sph* est la prise en compte des variabilités spatiales et temporelles de l'atmosphère tout au long de la trajectoire, au travers de l'implémentation des champs de vents et de température issus des modèles atmosphériques (section 1.1.4).

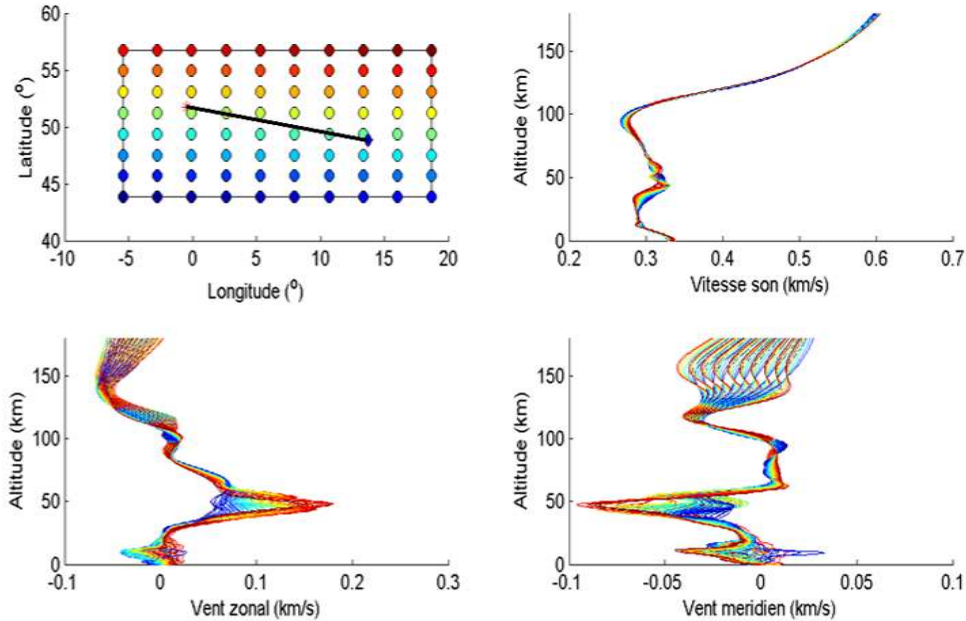


FIG. 2.1 – Variations spatio-temporelles des champs de vent (zonal et méridien) et de la vitesse du son (chaque courbe correspond à un point de la grille atmosphérique).

Les modèles empiriques, *HWM* et *MSIS-E* (par défaut) ou semi-empiriques, *ECMWF* ou *NRL-G2S* (s'ils sont disponibles, principalement pour l'étude de cas particuliers) sont intégrés aux simulations sur une grille atmosphérique.

En coordonnées sphériques, dans *WASP-3D Sph*, la grille atmosphérique est une grille à symétrie sphérique et est alors définie en un certain nombre de points géographiques et à différentes heures (figure 2.1).

En fonction des positions de la source et du récepteur, une grille (figure en haut à gauche) est construite englobant ces points. Les entrées atmosphériques sont alors discrétisées sur l'ensemble de la grille.

Chaque point<sup>2</sup> de la grille correspond à une entrée où les différents profils atmosphériques, vitesse du son, vents zonal et méridien notamment, sont connus et disponibles pour les calculs.

Cette grille atmosphérique, figure 2.2, permet donc la prise en compte de l'évolution de l'atmosphère le long et au cours de la trajectoire des rais.

Lors de l'intégration numérique, les interpolations spatiales des données atmosphériques sont réalisées par des b-splines cubiques, alors que l'interpolation temporelle est linéaire.

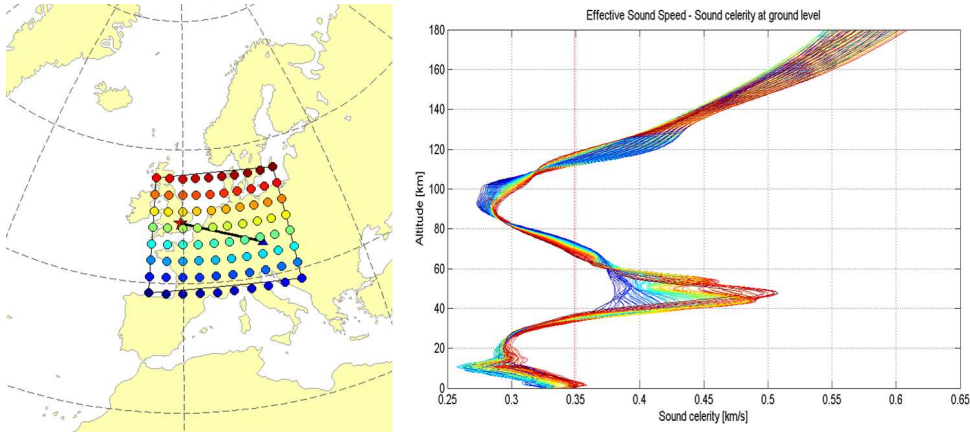


FIG. 2.2 – Grille atmosphérique et profils de célérité effectives correspondants.

### 2.2.3 Une approche paraxiale pour la prédiction de l'amplitude

L'évolution de l'amplitude est suivie tout au long de la trajectoire du rai dans *WASP-3D Sph*. Celle-ci peut se diviser en trois principaux effets :

- Les effets de l'expansion géométrique induite par les phénomènes de focalisation (et défocalisation) de l'énergie résultants des variations spatiales du milieu ;
- Les effets de l'évolution de la densité atmosphérique, la raréfaction de l'air à hautes altitudes à une influence prépondérante sur l'amplitude ;
- Les effets de l'absorption atmosphérique [Sutherland and Bass, 2004].

#### • L'expansion géométrique avec les rais paraxiaux

Le suivi de l'amplitude le long des rais est rendu possible par le calcul des rais paraxiaux.

La théorie paraxiale, aussi appelée approche linéarisée ou optique Gaussienne [Farra *et al.*, 1989; Virieux and Farra, 1991; Virieux, 1996], est dérivée d'une approche perturbative qui permet de calculer un rai infiniment proche du rai tracé.

Ce rai infiniment voisin est alors nommé rai paraxial.

Ainsi, en considérant de faibles perturbations des vecteurs position  $\delta \vec{q}$  et direction  $\delta \vec{p}$  du rai référence, on obtient en linéarisant le système 2.4 au premier ordre [Farra and Madariaga,

<sup>2</sup>Les couleurs entre la grille et les profils de la figure 2.1 sont en correspondance.



1987; Virieux *et al.*, 2004] :

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial \delta \vec{q}}{\partial \nu} \\ \frac{\partial \delta \vec{p}}{\partial \nu} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \nabla_{\vec{p}} \nabla_{\vec{q}} \mathcal{H} & \nabla_{\vec{p}} \nabla_{\vec{p}} \mathcal{H} \\ -\nabla_{\vec{q}} \nabla_{\vec{q}} \mathcal{H} & -\nabla_{\vec{q}} \nabla_{\vec{p}} \mathcal{H} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta \vec{q} \\ \delta \vec{p} \end{pmatrix}. \quad (2.8)$$

Le système 2.8 décrit ainsi l'évolution de rais infiniment voisins en référence au rai central et à des perturbations initiales. Cependant, les trajectoires obtenues ne sont pas des rais, car elles ne remplissent pas la condition de nullité de l'Hamiltonien.

En revanche, la combinaison linéaire de telles trajectoires paraxiales permet de former des rais paraxiaux.

En 3D, deux rais paraxiaux sont nécessaire pour évaluer la section du tube de rai, ou faisceau gaussien. Celle-ci est directement liée à l'expansion géométrique atmosphérique, intervenant directement dans le calcul de l'amplitude.

Soit deux rais paraxiaux, indicés  $p_1$  et  $p_2$ , dont les vecteurs  $\vec{y}^{p_1}$  et  $\vec{y}^{p_2}$ , à 6 composantes, rassemblent les coordonnées canoniques :  $\vec{y}^{p_i} = \{\vec{q}^{p_i}, \vec{p}^{p_i}\}$  (où  $i = [1, 2]$  est l'indice du rai paraxial)

En notant  $j$  l'indice de la trajectoire paraxiale, notée  $\tau^j$  ( $j \in [1, 3]$ ). Les rais paraxiaux sont exprimés [Dessa *et al.*, 2005] :

$$\begin{cases} \delta \vec{y}^{p_1}(\nu) = p_\phi^c \delta \vec{y}^{\tau_2}(\nu) - p_\theta^c \delta \vec{y}^{\tau_3}(\nu) \\ \delta \vec{y}^{p_2}(\nu) = p_\phi^c \delta \vec{y}^{\tau_1}(\nu) - p_\rho^c \delta \vec{y}^{\tau_3}(\nu) \end{cases}. \quad (2.9)$$

Il est vérifiable que les vecteurs paraxiaux  $\delta \vec{y}^{p_{1,2}}$  remplissent bien les condition de nullité de l'Hamiltonien.

Le rai central et les deux rais paraxiaux définissent alors un tube de rai dont la section varie au cours de la propagation. Cette dernière est proportionnelle au Jacobien  $\mathcal{J}$  (norme de la surface du tube de rai) qui permet de suivre l'évolution du tube de rai.

Le long de la trajectoire du rai des caustiques, *i.e.* les focalisations du tube de rai, sont traversées, qui sont détectées pour tout changement de signe de  $\mathcal{J}$ .

La prise en compte de ces changement de phase dans *WASP-3D Sph* se fait par l'indice KMAH [Chapman, 1985].

Une dernière remarque sur les rais paraxiaux concerne leur rebond. Si les réflexions au sol des rais centraux sont plutôt simples, en considérant une surface plane, leurs implémentations pour les rais paraxiaux sont en revanche plus complexes.

Les rais paraxiaux ne se réfléchissent pas en même temps que les rais centraux qui les gouvernent, il est donc nécessaire de les projeter au sol avant de les réfléchir [Farra *et al.*, 1989; Dessa *et al.*, 2005]. Le rebond des rais paraxiaux est implémentée en considérant la continuité des rais à l'interface, ainsi qu'une perturbation locale des lois de Snell.

En ce qui concerne ces réflexions aux sols, la différence d'impédance entre l'air et le sol est telle que la surface terrestre est supposée parfaitement réfléchissante. On suppose également que pour l'interface entre l'air et l'eau, cette différence d'impédance est grande et que la réflexion est totale.

Enfin, le relief n'est pas pris en compte dans *WASP 3D Sph*, la surface est considérée comme étant plane.

### • Expansion géométrique et densité

Le flux d'énergie est supposé être conservé à travers la section du tube de rai, comme spécifié par l'équation de transport (d'après le théorème de Liouville), ce qui revient à supposer qu'il n'y a pas de perte d'énergie dans l'estimation de la pression.

L'évolution de l'amplitude  $A$  le long du rai entre deux positions, indicées 0 et 1 est exprimée :

$$A(\nu_1) = A(\nu_0) \sqrt{\frac{c_{eff}(\nu_1) \rho(\nu_1) \mathcal{J}(\nu_0)}{c_{eff}(\nu_0) \rho(\nu_0) \mathcal{J}(\nu_1)}} e^{i k_{KMAH} \pi/2}, \quad (2.10)$$

avec  $\rho$  la densité,  $k_{KMAH}$  la valeur de l'indice KMAH et  $c_{eff}$  la vitesse effective du son :  $c_{eff} = c_0 + \vec{v} \cdot \vec{n}$  où  $\vec{n}$  est le vecteur unitaire tangent au front d'onde.

### • Atténuation atmosphérique

La propagation des infrasons dans l'atmosphère est de plus soumise aux pertes par viscosité, par les mécanismes de relaxation, par diffusion et par conductivité thermique (section 1.1.3.2).

Dans *WASP-3D Sph*, tous ces coefficients définissant l'absorption atmosphérique sont issus des travaux de Sutherland et Bass [Sutherland and Bass, 2004].

Le terme d'atténuation atmosphérique s'exprime de la manière suivante :

$$A(\nu_1) = A(\nu_0) e^{-\alpha \Delta s}, \quad (2.11)$$

avec  $\Delta s$  la longueur du segment du rai entre les deux positions successives et  $\alpha$  le coefficient d'atténuation.

Le calcul final de l'amplitude dans *WASP-3D Sph* est ainsi la combinaison des effets de l'expansion géométrique, de la densité et de l'absorption atmosphérique sur la propagation des infrasons.

## 2.2.4 Vers la définition de nouveaux besoins

L'outil *WASP-3D Sph* de tracé de rai fournit les trajectoires suivies par les ondes infrasons dans un milieu inhomogène et les grandeurs caractéristiques de la propagation le long des rais.

Cependant, dans une démarche de localisation, certaines adaptations de l'outil doivent être réalisées.

### • Les résultats de l'outil *WASP-3D Sph*

À partir des simulations de tracé de rai, les principales phases simulables aux stations, ou à proximité de celles-ci, sont suivies ainsi que les principales grandeurs caractérisant la propagation des ondes infrasonores, telles que :

- **position et trajectoire du rai** : la position du rai permet de déduire la distance horizontale parcourue depuis la source et la trajectoire indique la distance totale parcourue ;
- **temps de vol** : durée de la propagation à la position du rai considérée depuis la source ;
- **modèles de célérité** le long des trajectoires acoustiques, ces modèles sont simplement déduits de la distance horizontale à la station et du temps de vol ;
- **déviations d'azimuts** entre l'azimut théorique *i.e.* l'azimut de tir du rai, et l'azimut réel (ou azimut théorique) *i.e.* défini par les positions de la station et des rebonds ;
- **variations d'amplitudes** : *WASP-3D Sh* permet de suivre l'évolution de l'amplitude le long du rai en prenant en compte l'expansion géométrique, la densité et l'absorption atmosphérique ;
- les indices des **rebonds des rais** sur la surface terrestre.

Le coût en temps de calcul et la possibilité d'interpréter physiquement les résultats des simulations sont deux des principales motivations pour choisir la théorie du tracé des rais.

Cette méthode remplit de plus parfaitement de multiples fonctions, elle aide à valider les hypothèses faites lors de la détection des signaux aux stations et lors de l'association des différentes phases identifiées entre stations. Et elle fournit également les modèles nécessaires à réaliser une procédure de localisation.

### • Pour répondre aux besoins de la procédure de localisation

Certaines évolutions de l'outil *WASP-3D Sph* sont nécessaires pour répondre aux besoins de la procédure de localisation.

Les besoins pour *WASP-3D Sph* liés à la localisation de source sont :

- La **rotation** sur la sphère des positions de la source, de la station, ainsi que de tous les points d'entrée des modèles atmosphériques (grille atmosphérique). Cette étape permet de s'affranchir des singularités aux pôles et de la cyclicité en longitude. Ces deux améliorations sont essentielles compte tenu de la répartition géographique globale des stations du *SSI* et surtout des potentielles sources infrasonores ;
- Le passage du paramètre d'échantillonnage de *WASP-3D Sph* de pas constant en distance à pas constant en temps. Cette modification offre l'avantage de pouvoir comparer temporellement des rais au pas à pas. Il n'est ainsi pas nécessaire de recourir à l'interpolation (linéaire en fonction du temps) de la position d'un rai pour l'identifier à un autre rai ou le différencier. Ce changement réduit et simplifie donc le nombre de calculs à réaliser pour estimer l'écartement entre deux rais à temps de vols égaux, ce qui réduit également les temps de calculs ;
- L'implémentation d'une grille atmosphérique non régulière ou avec une forme non rectangulaire. Les modifications engendrées par l'étape de rotation ont des implications sur la grille atmosphérique et notamment son implémentation dans *WASP-3D Sph*. Il est donc nécessaire d'adapter le positionnement relatif d'un point dans la nouvelle grille, afin de pouvoir estimer correctement (avec un interpolant comme les *b-splines*) les données atmosphériques en tout point de la simulation.

## 2.2.5 Évolutions nécessaires

### • La rotation de la grille Source - Station

Cette modification est nécessaire pour répondre aux besoins de recherche globale de sources et d'utilisation extensive du réseau du *SSI*.

La motivation pour l'implémentation de cette démarche de rotation s'articule autour de la possibilité de "traverser" les frontières virtuelles des coordonnées géographiques.

Le but est donc de pouvoir lancer des rayons de n'importe quel point du globe vers toute destination possible. Jusqu'alors, le méridien origine faisait office de frontière pour le tracé de rai avec *WASP-3D Sph*. Tout comme le passage de l'outil en coordonnées sphériques, pour prendre en compte la sphéricité terrestre, a créé des singularités aux pôles et à proximité de ceux-ci.

*WASP-3D Sph* fait l'hypothèse que la Terre est sphérique et non elliptique, le choix est fait de réaliser la rotation de l'ensemble des entrées, en amenant la source à l'origine des coordonnées (à la surface du globe) à l'équateur et en positionnant également la station sur l'équateur à l'Ouest de la nouvelle position de la source (vers les longitudes positives).

Tous les points de la grille atmosphérique sont ensuite déplacés en fonction des rotations de ces deux points références.

Certaines contraintes sont à respecter, la plus importante étant la conservation de la distance source - station et plus généralement la conservation de toutes les distances entres les points de la grille doivent être reproduites, ce que réalisent les rotations.

- *Rotation de la Source :*

La source subit une rotation de sa position origine vers le point d'origine des coordonnées (en longitude et en latitude).

Les coordonnées initiales de la source sont exprimées dans le repère cartésien :

$$\begin{cases} x_{source} = q_{\rho}^{source} \cos q_{\phi}^{source} \sin q_{\theta}^{source} \\ y_{source} = q_{\rho}^{source} \sin q_{\phi}^{source} \sin q_{\theta}^{source} \\ z_{source} = q_{\rho}^{source} \cos q_{\theta}^{source} \end{cases} \quad (2.12)$$

Où  $\{x_{source}, y_{source}, z_{source}\}$  est la position origine de la source en coordonnées cartésiennes,  $\{q_{\rho}^{source}, q_{\theta}^{source}, q_{\phi}^{source}\}$  la position origine de la source en coordonnées sphériques ( $q_{\theta}^{source}$  : co-latitude).

Notons  $\alpha_{source}$  la latitude initiale de la source :  $\alpha = \pi/2 - q_{\theta}^{source}$  et  $\beta$  sa longitude :  $\beta_{source} = q_{\phi}^{source}$ .

Le passage de la source, de sa position origine, vers sa nouvelle position est alors la composée de deux rotations.

La première rotation  $\mathbb{R}1$  d'angle  $\alpha_{source}$  autour de l'axe  $(Oy)$ , puis une seconde  $\mathbb{R}2$  d'angle  $\beta_{source}$  autour de l'axe  $(Oz)$ .

Ce qui donne finalement comme matrice rotation  $\mathbb{R}_{source} = \mathbb{R}2\mathbb{R}1$  pour la rotation de la source :

$$\mathbb{R}_{source} = \begin{pmatrix} \cos \alpha_{source} \cos \beta_{source} & \cos \alpha_{source} \sin \beta_{source} & \sin \alpha_{source} \\ -\sin \beta_{source} & \cos \beta_{source} & 0 \\ -\sin \alpha_{source} \cos \beta_{source} & -\sin \alpha_{source} \sin \beta_{source} & \cos \alpha_{source} \end{pmatrix}. \quad (2.13)$$

En appliquant la matrice  $\mathbb{R}_{source}$  à la position de la station, celle-ci se place alors au point de coordonnées géographiques  $[O^{\circ}N; O^{\circ}E]$  comme souhaité. La rotation  $\mathbb{R}_{source}$  fait ensuite référence pour la rotation de tous les points d'entrées de *WASP-3D sph*;

- *Rotation de la Station :*

Identiquement à la source, les coordonnées en sphériques de la station sont :  $\{q_{\rho}^{station}, q_{\theta}^{station}, q_{\phi}^{station}\}$ , ce qui donne donc en coordonnées cartésiennes (équation 2.12)  $\{x_{station}, y_{station}, z_{station}\}$ .

Elle subit ainsi logiquement la rotation de la source ( $\mathbb{R}_{source}$ ), qui l'amène en une position intermédiaire notée  $\{x_{inter}, y_{inter}, z_{inter}\}$ .

Le but est de positionner la station sur l'équateur, une dernière rotation  $\mathbb{R}3$  est donc mise en place autour de l'axe  $(Ox)$ , avec l'angle formé entre la position intermédiaire de la station et l'axe  $(Ox)$ .

$$\mathbb{R}3 = \frac{1}{\sqrt{y_{inter}^2 + z_{inter}^2}} \begin{pmatrix} \sqrt{y_{inter}^2 + z_{inter}^2} & 0 & 0 \\ 0 & y_{inter} & z_{inter} \\ 0 & -z_{inter} & y_{inter} \end{pmatrix}. \quad (2.14)$$

Appelons  $\mathbb{R}_{total}$  la rotation faisant passer la station de sa position origine à sa position finale  $[0^{\circ}N; \beta_{station\_new}^{\circ}E]$ .

$$\mathbb{R}_{total} = \mathbb{R}3\mathbb{R}2\mathbb{R}1 \rightarrow \mathbb{R}_{total} = \mathbb{R}3\mathbb{R}_{source}. \quad (2.15)$$

- *Rotation de la grille des entrées atmosphériques* : Tout point de la grille atmosphérique définie en entrée doit également être modifié pour respecter le nouveau positionnement de la combinaison source - station.

Les positions origines de la grille de points sont donc :  $\{q_\rho^{grille}, q_\theta^{grille}, q_\phi^{grille}\}$ , qui sont transformées suivant l'équation 2.12 dans une nouvelle grille atmosphérique (la grille origine est conservée pour permettre la recherche des valeurs atmosphériques exactes au point de calcul, il est de plus toujours possible de passer d'une grille à l'autre par une *rotation inverse* (comme la dernière rotation présentée).

Il leur est alors appliqué la composée des rotations de la source et de la station :  $\mathbb{R}_{total}$ , ce qui les amène dans leurs nouvelles configurations  $\{q_\rho^{grille\_new}, q_\theta^{grille\_new}, q_\phi^{grille\_new}\}$  suite à la transformation :

$$\begin{cases} q_\rho^{grille\_new} = \sqrt{x_{grille}^2 + y_{grille}^2 + z_{grille}^2} \\ q_\theta^{grille\_new} = \pi/2 - \arccos \frac{z_{grille}}{q_\rho^{grille\_new}} \\ q_\phi^{grille\_new} = \arctan \frac{y_{grille}}{x_{grille}} \end{cases} \quad (2.16)$$

- *Rotation de tout point de l'espace origine* :

La rotation  $\mathbb{R}_{total}$  est appliquée à chaque point situé dans l'espace origine, de manière à obtenir un système de positions homogènes ;

- *Rotation inverse* :

Il est également nécessaire de pouvoir retrouver la position origine d'un point, afin notamment de rechercher la position relative de ce point dans la grille atmosphérique. Le but est alors de retrouver les valeurs correctes des données atmosphériques, avant de les interpoler et d'appliquer les champs atmosphériques à la propagation des rais.

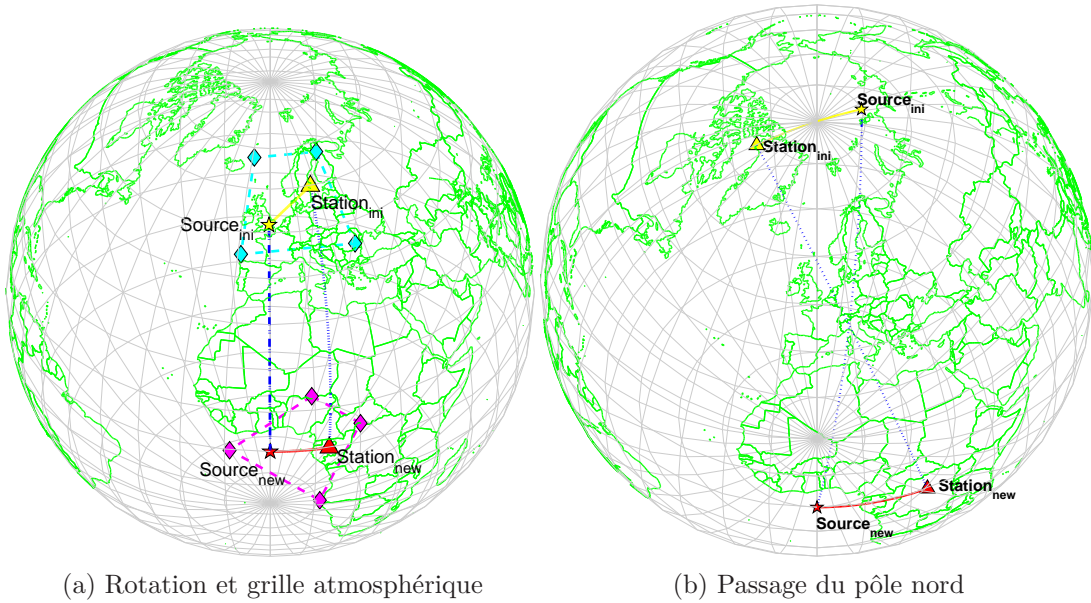


FIG. 2.3 – Prise en compte de la rotation dans WASP-3D sph en fonction du binôme Source - Station : rotation de toutes les positions d'entrées.

La figure 2.3 présente un exemple de rotation pour une source placée à Londres (Angleterre) et une possible station au sud de Stockholm (Suède). La forme entourée d'un trait pointillé noire représente alors les frontières de la grille atmosphérique initiale.

Après les quatre rotations, la source et la station sont situées sur l'équateur, et la nouvelle grille atmosphérique les encadre (traits pointillés verts). C'est dans cette nouvelle configuration que les rais sont propagés.

#### • Choix d'un échantillonnage en temps

Le passage d'un paramètre d'échantillonnage en distance à un paramètre d'échantillonnage en temps de vol s'effectue à partir de la formulation même des équations canoniques du rai :

$$dT = \left( p_i \frac{d\mathcal{H}}{dp_i} - \mathcal{H} \right) d\nu. \quad (2.17)$$

Cette modification facilite alors la comparaison inter-rai, notamment les calculs de l'espace-temps entre deux rais (par exemple un rai central  $c$  et son voisin  $v$ ) :  $d_{c \rightarrow v} = \mathbf{q}_c - \mathbf{q}_v$ . Avec  $d_{c \rightarrow v}$  la distance séparant les rais et  $\mathbf{q}$  la position du rai considéré.

Au delà des évolutions du code *WASP-3D Sph*, l'outil apporte déjà des informations utiles pour analyser et comprendre la propagation des infrasons à une date et un horaire spécifiés, pour une station et une source connue.

La localisation de sources infrasonores est un problème complexe en raison des multiples trajets atmosphériques que peuvent suivre les ondes infrasons et en raison de l'influence variable du milieu de propagation.

Afin de prendre en considération ces effets pour localiser un évènement, il est nécessaire d'apporter des corrections aux paramètres des détections aux stations. C'est dernières sont obtenues par des simulations de la propagation infrason en 3D et en intégrant des modèles atmosphériques.



## 2.3 Du problème direct au problème inverse

L'outil de tracé de rai *WASP-3D Sph* permet de propager de la source vers la station, or la localisation d'une source infrasonore requiert un cheminement de la station, à partir d'enregistrements des signaux, vers la source. La localisation est donc vue comme un *problème inverse*.

Ainsi, les résultats de la procédure directe deviennent les entrées (ou données) de cette nouvelle problématique, alors que les paramètres initiaux (les paramètres d'émission) sont désormais considérés comme les inconnues du problème.

Le but est alors de reconstruire le problème en ne connaissant que la solution, une des principales difficultés étant de contrôler les instabilités du problème, tout comme pour le problème direct.

En effet, de faibles variations dans les paramètres d'entrées peuvent avoir des effets très différents sur les résultats. Elles peuvent tout aussi bien générer de grandes modifications que n'avoir aucune conséquence, ce qui reste vrai pour toute procédure inverse [Tarantola and Vallette, 1982b,a; Tarantola, 2005].

### 2.3.1 Définition du problème inverse

Le problème direct de la propagation des ondes infrasonores est donc construit à partir de la combinaison : localisation spatio-temporelle de la source origine de l'évènement infrasonore et position de la station considérée.

Les paramètres d'entrées du problème direct sont, les positions géographiques de la source et de la station, l'heure de l'évènement, sa puissance, ... et les résultats obtenus en sont les différentes arrivées à une station avec tous leurs paramètres propres (heures d'arrivées, vitesses apparentes, déviations d'azimut, ...).

À l'opposé, la localisation d'une source infrasonore doit se construire à partir des détections des arrivées à une ou plusieurs stations. La localisation de la source, position, date et horaire, ne sont pas connues et leur estimation est l'objectif de la démarche.

La localisation de sources infrasonores revient donc à résoudre un problème inverse, dont les données sont les stations, avec leurs positions géographiques, les détections de signal infrasonore et l'analyse des paramètres (vitesse apparente, direction du front de propagation, heure et fréquence, ...) menant à identifier les phases et, éventuellement, associer différentes stations à un même évènement.

À partir de ces informations initiales issues des détections aux stations, la question posée est de retracer la propagation des ondes infrasonores *à l'envers* jusqu'à la position de la source et l'horaire origine de l'évènement.

Le problème subsistant est que la localisation des sources est un problème "*mal posé*". Le problème n'est, en effet, pas intégralement contraint par les observations aux stations. L'influence du milieu atmosphérique notamment n'est pas connue formellement et doit être approximée au mieux (c'est le rôle des simulations numériques).

Il est alors nécessaire de contraindre l'espace des possibles de sorte à n'obtenir qu'une unique solution. Des critères et hypothèses, variables suivant les méthodes choisies, sont mis en place pour orienter au mieux la recherche de la solution.

La localisation infrasonore est ainsi un problème complexe qui peut être abordé sous différents angles.

### 2.3.2 Différentes méthodes envisageables

Tout comme le problème s'inverse, il est envisageable d'inverser la propagation dans l'outil de simulation, et de rétropropager de la station vers la source. Si l'heure origine est une donnée du problème, on obtient alors directement la localisation de la source.

En effet, un critère concernant la décision d'arrêt des simulations doit être mis en place, et ne connaissant pas la localisation de la source, il faudrait alors connaître le temps de vol entre source et station pour faire un tel choix.

Or par définition, l'heure origine de l'évènement n'est pas connue, elle est même une des principales inconnues de la procédure de localisation. Dans ce contexte, il faut chercher à estimer l'heure origine (à partir d'une prélocalisation par croisement d'azimut par exemple ou d'une localisation mono-station à l'aide d'un modèle moyen  $1D$  [Ceranna *et al.*, 2007-2008]) pour utiliser la rétropropagation.

Cette démarche n'a pas été retenue en raison de la possible non-réciprocité de la propagation dans un milieu en mouvement[Wapenaar, 2006]. La question de l'utilisation de la rétropropagation, dans un milieu homogène tout au moins, reste néanmoins encore une question ouverte.

Une seconde démarche consiste à s'appuyer sur des simulations directes pour obtenir les modèles de célérité et de déviations d'azimuts nécessaire à la localisation. La construction de tables de propagation centrées sur les stations infrasons peut fournir ces informations.

L'obtention de tables, notamment, de temps de vols ou de présence des phases, sont les axes étudiés.

## 2.4 Construction des tables de propagation

La superposition de ces *photos instantanées* de la propagation infrasonore dans l'atmosphère offre l'opportunité de mener des études d'événements infrasonores sur de grandes échelles - *globales* ou *quasi globales* -, en prenant en compte toutes les positions possibles de sources pour toutes les stations disponibles ou souhaitées.

Ces tables, assimilées ici à des instantanés de la propagation des infrasons, sont illustrées sous forme de cartes synthétisant les résultats des simulations par tracé de rayons. Il est ainsi possible d'obtenir des cartes pour toutes les grandeurs issues de *WASP 3D Sph* tels que des tables de présence des différentes phases, de temps de vols, de célérités moyennes, de déviations du front d'onde ou encore d'atténuations de l'amplitude des ondes.

### 2.4.1 Des tables pour la localisation

Les tables de propagation sont une des pierres angulaires pour mener à bien la procédure de localisation.

- **Liaison entre table et localisation**

La figure 2.4 retrace succinctement les différentes étapes de la procédure depuis l'évènement jusqu'à sa localisation.

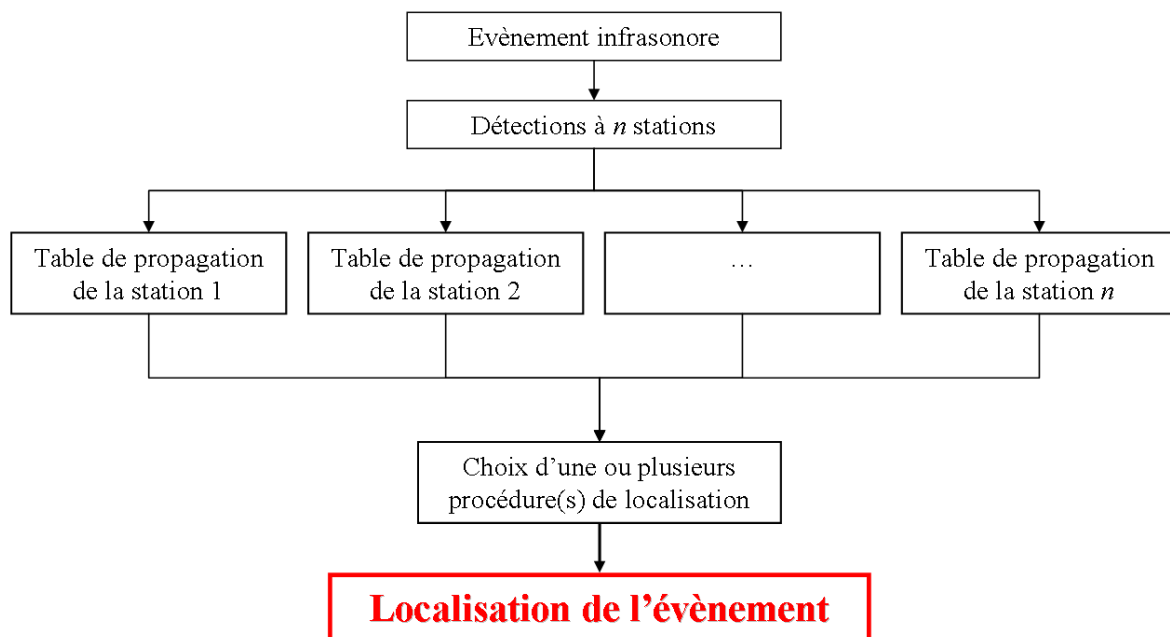


FIG. 2.4 – Synoptique de la localisation avec les tables globales de propagation.

Un évènement se produit quelque part à la surface du globe, il émet des ondes infrasonores qui se propagent dans l'atmosphère dans toutes les directions. Au cours de la propagation, les ondes subissent les effets du milieu : champs de vents s'opposant ou favorisant la propagation dans une direction, vents transverses déviant les trajectoires, atténuation suivant les couches atmosphériques traversées...

Finalement, les ondes infrasons atteignent une ou plusieurs stations, ayant toutes suivies des trajectoires différentes et donc subies différemment l'influence du milieu. Chacune des phases détectées possède alors ses propres caractéristiques tout en étant reliée à une même origine.

Le rôle des tables globales est d'apporter les informations spécifiques à chacune des phases détectées, elles sont une image de l'influence du milieu complexe qu'est l'atmosphère.

Une fois toutes les tables sont construites, pour chacune des stations associées à l'évènement et pour chacune des familles de phases, il devient possible de localiser la source.

À partir des tables, le choix s'oriente soit :

- en menant la localisation sur la grille en considérant les corrections d'azimut et les modèles de célérité ;
- en utilisant les modèles de célérité et de déviation d'azimut donnés par les tables pour la prélocalisation et en itérant cette démarche, jusqu'à converger vers la solution.

Pour arriver à localiser l'évènement avec précision, il est nécessaire d'obtenir les célérités moyennes<sup>3</sup> et de déviation du front de propagation les plus précis possible.

Toute la précision de la localisation repose sur la construction des tables de propagation.

### • Vers la définition des tables

La construction de telles tables repose sur un maillage d'une région source, un outil de simulation en 3D, rapide et précis fournissant les caractéristiques de la propagation, une date et heure, et enfin une station avec sa position géographique située au centre du maillage.

*Comment relier ces différents éléments entre eux pour construire des tables de propagation ?*

À partir de chaque point du maillage construit autour de la station, des simulations avec l'outil de tracé de rais *WASP-3D Sph* sont réalisées. Chaque source est alors reliée à la station. Tous les paramètres de propagation correspondant à chaque combinaison source - station sont connus.

Cependant, s'il est aisé de tirer des rais en direction de la station *a priori*, il est bien plus complexe de connaître les bons paramètres d'émission<sup>4</sup> pour *atteindre* la station.

La figure 2.5 présente les trajectoires des rais obtenus entre une source et une station avec une discrétisation régulière des angles d'incidence. Les rais rebondissent autour de la station, mais pas nécessairement à la station.

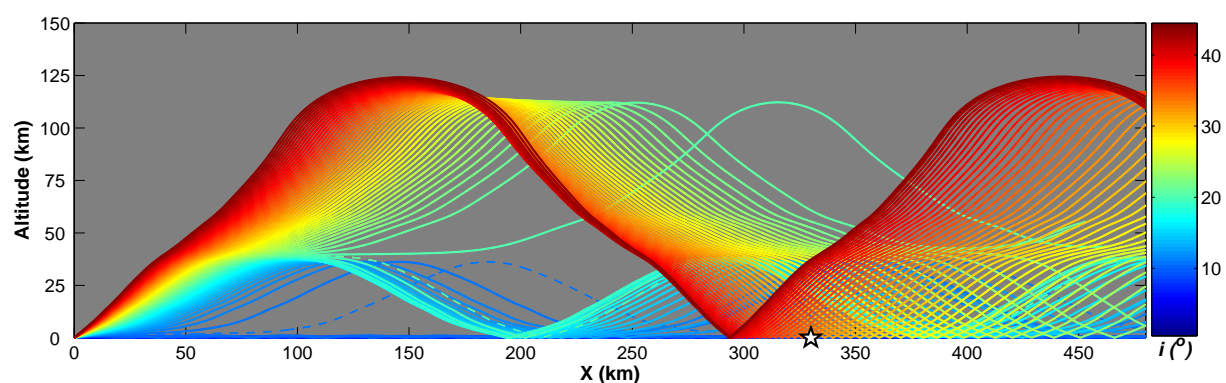


FIG. 2.5 – Tracé de rai *WASP-3D Sph*, projection le long de la direction de propagation.

Afin de limiter le champ d'investigation, et d'ainsi contraindre les temps de calculs, des critères pour la construction du maillage et pour les domaines d'émission des rais sont mis en

<sup>3</sup>Célérité moyenne ou vitesse horizontale.

<sup>4</sup>Les paramètres d'émission du rai sont : son angle d'élévation ou d'incidence et son azimut.

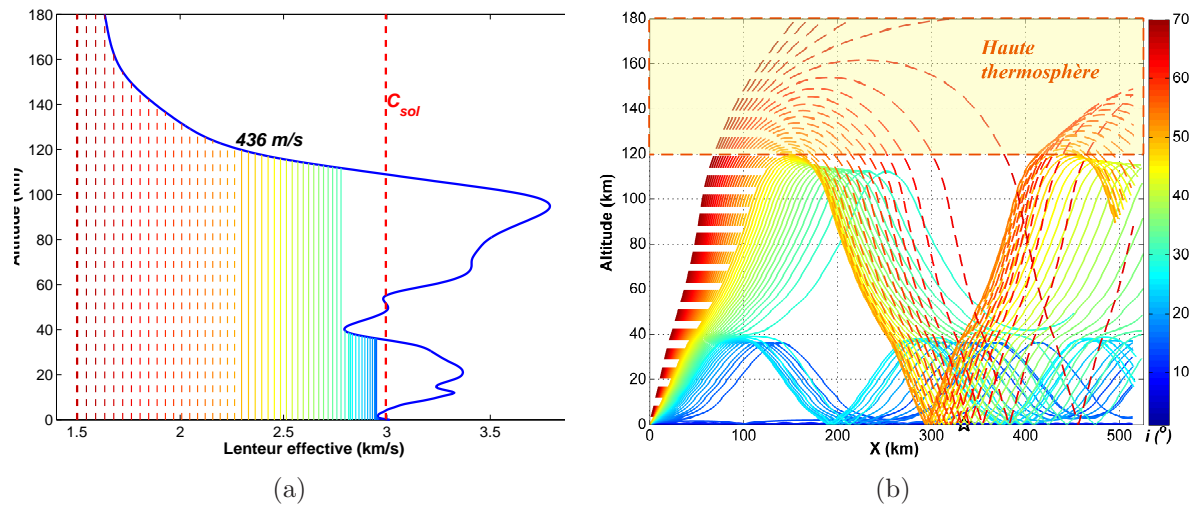


FIG. 2.6 – **Le domaine d'émission en incidence des rais** : pour des vitesses de passage comprises entre vitesse du son au sol et  $700 \text{ m/s}$ , la figure (a) présente le tracé des rais (les rais en pointillés sont ceux se propageant au delà de  $120 \text{ km}$  d'altitude) et (b) les paramètres des rais en fonction du profil moyen de lenteur effective.

place. Il est alors fait le choix "d'éclairer" une zone autour de la station à partir d'un jeu de paramètres d'émission adapté.

L'initialisation de chaque rai est définie par un azimuth, dépendant de l'azimut de la station "vu" de la source et un angle d'élévation  $i$ . Ce dernier est lié directement au vecteur lenteur  $\vec{p}$ <sup>5</sup> par :

$$p_r = \|\vec{p}\| \sin i, \quad (2.18)$$

où  $p_r$  est le paramètre du rai, la norme de la projection horizontale du vecteur lenteur.

Ainsi, en considérant  $\vec{n}$  le vecteur normal (unitaire) à la direction de propagation du front d'onde, on obtient la relation

$$p_r = \frac{\sin i}{c_0 + \vec{v} \cdot \vec{n}}, \quad (2.19)$$

avec  $c_0$  la vitesse du son,  $i$  l'angle d'incidence ou d'élévation et  $v = v_N \cos \alpha + v_E \sin \alpha$  la vitesse des vents projetés sur la direction de propagation où  $\alpha$  est l'angle d'azimut,  $v_E$  la vitesse du vent zonal et  $v_N$  celle du vent méridien.

Les vitesses de passage mesurées des ondes sont comprises entre la vitesse du son au sol (environ  $340 \text{ m/s}$ , mais variable suivant l'heure de la journée et la saison, en fonction des variations de température) et  $450$  à  $500 \text{ m/s}$  (profil de vitesse du son ou de la température, figure 1.9). Au delà, les rais sont soit fuyants<sup>6</sup>, soit traversent la haute thermosphère et subissent une absorption atmosphérique telle qu'ils ne seront pas détectés à la station.

Le domaine d'émission est maintenant borné. Il n'est cependant pas possible de tirer une infinité de rais entre ces extrêmes ni d'utiliser une infinité de stations, pour des raisons évidentes de temps de calculs. La question est désormais de fixer un certain nombre de critères pour rechercher un compromis acceptable dans l'échantillonnage spatial des sources et des rais pour construire les tables de propagation.

<sup>5</sup>Le vecteur lenteur étant équivalent au gradient du temps de propagation  $T$  :  $\vec{p} = \vec{\nabla} T$ .

<sup>6</sup>Rai fuyant : rai s'échappant vers les plus hautes couches de l'atmosphère sans jamais revenir au sol.

La première étape est de se doter d'un maillage de sources, puis de remplir ce maillage avec les informations nécessaires.

La définition du maillage de sources et le remplissage des mailles impliquent alors de faire des choix sur la discrétisation des domaines.

### 2.4.2 Méthodologie

Les tables de propagation sont définies pour une station particulière avec une discrétisation de sources dans la zone géographique l'entourant (un maillage de source) et une discrétisation des paramètres d'émission des rayons.

La figure 2.7 reprend les grandes lignes de la construction des tables globales. Pour construire les tables, deux entrées sont à considérer : le maillage de sources fictives réparties autour de la station (branche gauche) et les données atmosphériques disponibles (branche droite) influant sur la propagation.

Une fois ces deux pré-requis complétés, l'outil de tracé de rai *WASP-3D Sph* est utilisé pour simuler toutes les trajectoires prédéfinies par le maillage et le domaine d'émission. Il reste alors à collecter, traiter et trier les informations adéquates pour construire les tables.

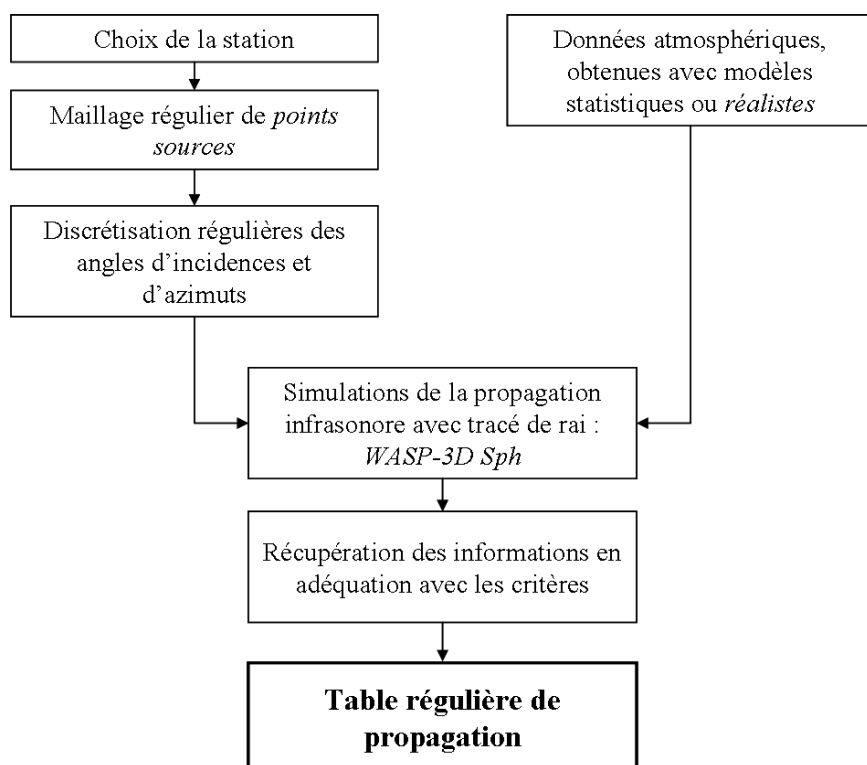


FIG. 2.7 – Synoptique simplifié de la construction des tables globales de propagation.

Le pas constant en azimuth dépend directement des choix inhérents à l'établissement du maillage de la sphère, où chaque binôme "élément - station" fixe un azimuth différent. Une partie du domaine d'émission des rais est ainsi contrainte.

Les angles d'incidences sont en revanche contraints, par des valeurs extrêmes physiquement réalistes, mais aussi par un choix numérique pour la discrétisation.



### 2.4.2.1 Maillage de la région source

Le choix du maillage, dans cette approche par table globale, revient alors à un maillage  $2D$  pour les dimensions horizontales, complété par un maillage vertical simple  $1D$ .

La dimension verticale est nécessaire, afin de récupérer les informations utiles pour construire la table, pour chacune des grandeurs caractéristiques de la propagation infrasonore. Cette dimension supplémentaire a pour but de définir les bornes verticales de la boîte "posée" sur la maille, il en sera fait référence en tant que *boîte d'intégration*.

- Pour **synthétiser**, le maillage de *points sources* utilisé pour la construction des tables est découpé de la manière suivante :

- **2D horizontalement** (en  $R$  et  $\theta$ ) avec un pas adapté sur la sphère : le maillage est caractérisé par l'utilisation de mailles concentriques de dimensions horizontales comparables. Ce choix se justifie par la recherche de précision à proximité de la station, car ce sont dans les premières centaines de kilomètres que l'intensité du signal reste la plus élevée, donc la plus à même d'être détectée aux stations.

De plus, la théorie du tracé de rai est basée sur une hypothèse haute fréquence, l'erreur commise sur les simulations augmente donc logiquement avec la distance séparant source et station. Le "relâchement" des mailles avec la distance en est une conséquence directe.

Enfin au niveau de l'obtention finale de la table, les temps de calculs sont linéairement dépendant de la distance en jeu. L'utilisation d'un maillage régulier n'est donc pas adapté en raison de temps de calculs prohibitifs. Le contrôle des temps de calculs est un pré-requis de la construction des tables (section 1.3.3.2), ce qui abonde dans le sens d'un maillage adapté évoluant avec la distance.

Ainsi, les dimensions horizontales de la maille ( $\Delta R \times \Delta R$  de côtés), où  $\Delta R = R\Delta\theta$ , évoluent linéairement en fonction de la distance et du pas en azimuth choisi ;

- **1D verticalement** (en  $h$ ) à pas fixe, il détermine l'altitude maximale de récupération de l'énergie infrasonore (section 2.4.2.3)

- **Les choix pour la construction du maillage** (figures 2.8 et 2.10)

Le maillage est centré sur une station infrason et ses dimensions horizontales évoluent selon  $\Delta R = R\Delta\theta$ .

Le maillage est ensuite contraint par une dimension minimale d'éléments, les éléments à proximité du centre, de l'ordre des longueurs d'ondes d'intérêt :  $5\text{ km}$ .

La discrétisation en azimuth est de  $10^\circ$ , mais elle dépend également de la loi d'évolution des dimensions horizontales de la maille et de la dimension minimale.

La recherche de dimensions horizontales comparables est prioritaire, sauf pour le premier niveau d'éléments entourant la station (qui seront évidemment triangulaires). La discrétisation en azimuth est ainsi plus fine à proximité de la station.

L'espace entourant immédiatement la station est découpé en *points sources*. Il est alors nécessaire de lancer les simulations par tracé de rayons (avec *WASP-3D Sph*) afin de remplir les tables (figure 2.8).

### 2.4.2.2 Simulation de la propagation avec *WASP-3D Sph*

Les simulations sont réalisées à partir de l'outil *WASP-3D Sph* (section 2.2) pour chaque combinaison *point source* - station.

Avant de lancer les simulations, toutes les entrées liées aux variations atmosphériques sont chargées en mémoire de manière à toujours utiliser les mêmes modèles météorologiques aux

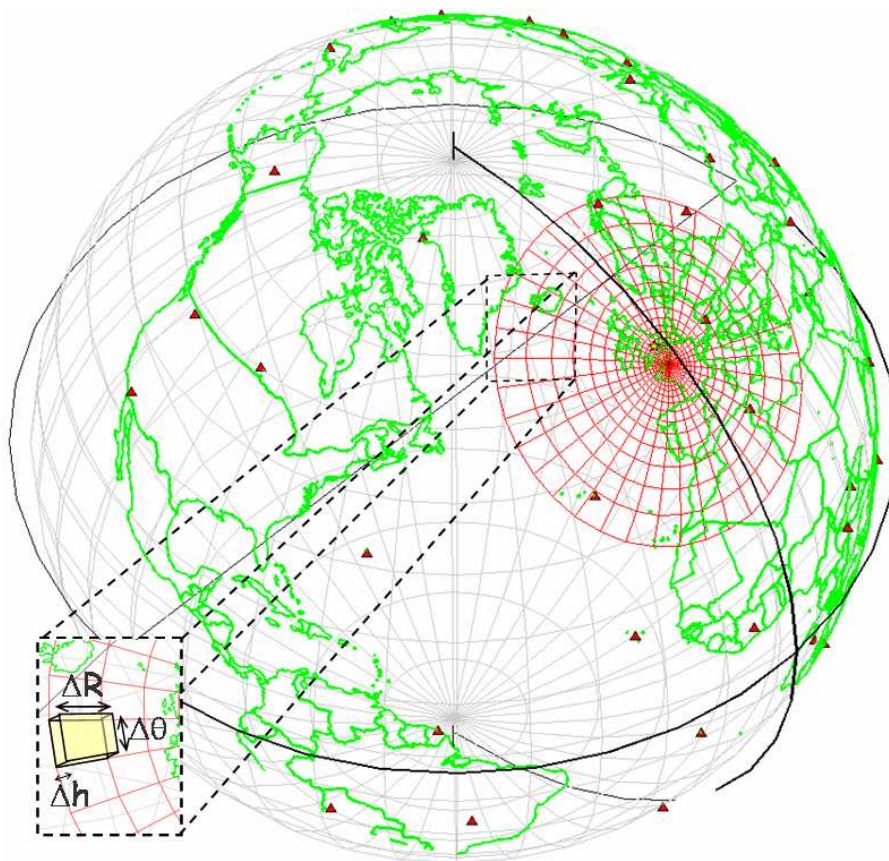


FIG. 2.8 – Maillage de sources (en rouge), centré sur la station de Flers, France (exemple contenant 936 *points sources*) ; le zoom présente la boîte d'intégration des rais (et ses dimensions) pour une maille (= *point source*) donnée.

mêmes coordonnées dans *WASP-3D Sph*. Cette étape est particulièrement importante pour obtenir des résultats stables et robustes, et ainsi faciliter la validation des résultats.

Le *jeu de paramètres* utilisé en entrée de *WASP-3D Sph* est le même pour chacune des simulations, à savoir :

- La *résolution horizontale* pour la grille de profils atmosphériques, tels que vitesse du son, champs de vents horizontaux, composition chimique de l'atmosphère, densité ou absorption atmosphérique pour une réelle prise en compte des variations spatiales du milieu ;
- La *résolution temporelle* pour la grille de profils atmosphériques (même grandeurs que précédemment) avec une prise en compte des variations temporelles du milieu ;
- La *résolution en incidence* du lancé des rais pour parcourir le domaine de propagation. Pour chaque simulation, l'intervalle de valeurs et la discrétisation angulaire restent constants et réguliers.

Les choix concernant le maillage des *points sources* et la grille de profils atmosphériques diffèrent, en fonction des limitations des simulations et de la résolution des modèles atmosphériques notamment.

En effet, si le maillage de *points sources* est contraint, d'un côté par la distance Source - Station et de l'autre par les hypothèses du tracé de rai (section 2.4.2.1), la discrétisation des modèles atmosphériques en est indépendante. Le choix du maillage atmosphérique dépend donc

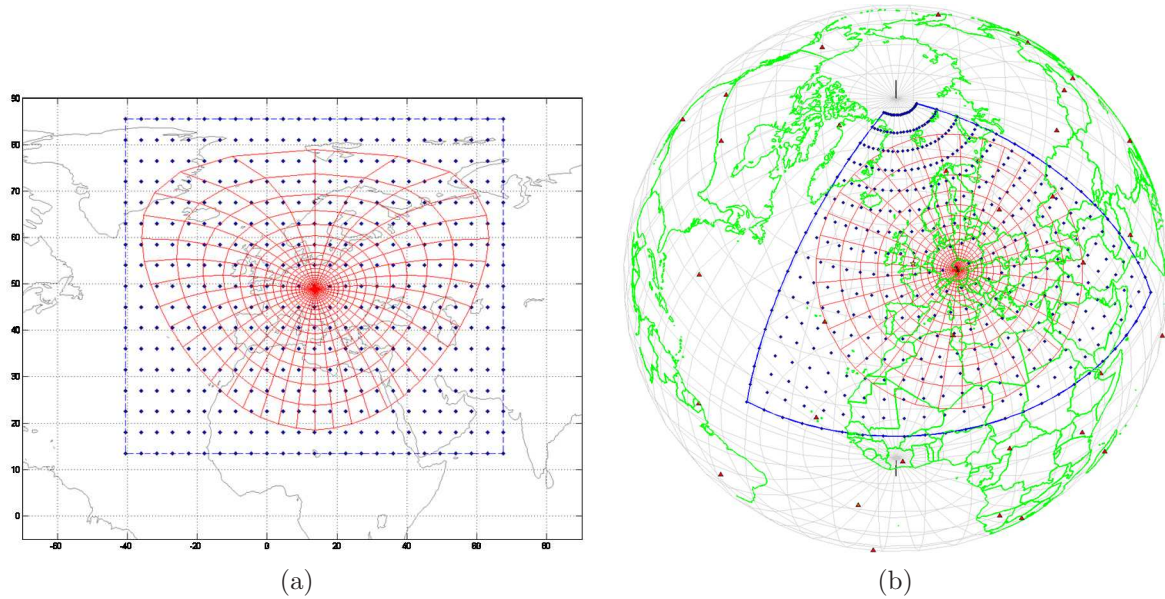


FIG. 2.9 – Maillage source (en rouge) et grille de données atmosphériques (en bleu), (a) projection sur le planisphère et (b) sur la sphère. Exemple pour une table centrée sur la station *I26DE* (Allemagne).

directement des modèles choisis, chaque modèle proposant des résolutions spatio-temporelles différentes (section 1.1.4). C'est pourquoi ces grilles ne se superposent pas, comme le montrent la figure 2.9.

Le but est alors de recouvrir intégralement la zone de *points sources* avec la grille atmosphérique, de manière à avoir une prise en compte homogène de l'atmosphère complexe pour toutes les simulations quelles que soient les trajectoires.

#### 2.4.2.3 Boîte d'intégration pour la récupération des paramètres de propagation

Lors de chaque simulation, pour chaque maille source, une boîte d'intégration est "*posée*" sur la cellule (figure 2.10).

Cette boîte délimite la région d'étude de la simulation : lieu où chaque rai venant se réfléchir sur la surface terrestre verra ses principales caractéristiques archivées dans les tables.

La dimension verticale de cette boîte est déterminée pour intercepter tous les rais venant rebondir à la surface terrestre, mais aussi pour intercepter les rais diffractés et en l'occurrence les rais stratosphériques diffractés (qui sont guidés entre le jet troposphérique et le jet stratosphérique). En effet, il a été démontré que de tels rais diffractés sont détectables aux stations infrasons [Norris *et al.*, 2007].

La boîte d'intégration s'élève donc du sol jusqu'à l'altitude d'interception de ces rais diffractés, en particulier le choix est fait de borner la boîte par la région d'occurrence du jet troposphérique, typiquement à une dizaine de kilomètres d'altitude.

Ainsi, pour chaque cellule du maillage, les opérations suivantes sont conduites :

- **Intégration des rais traversant chaque maille *i.e.* enregistrement des informations nécessaires à l'établissement de la table :**

Le temps de vol entre le rebond et la source, le calcul de la déviation d'azimut par rapport à l'azimut initial (qui est l'azimut théorique entre le *point source* et la station) de tir du



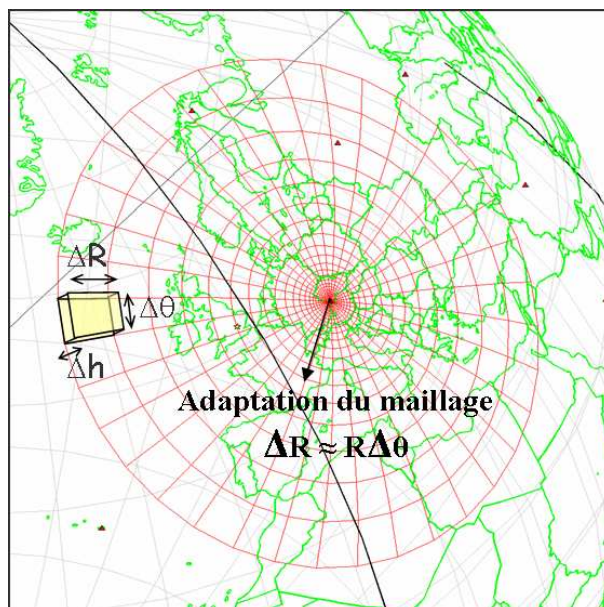


FIG. 2.10 – Maillage source centré sur la station *I26DE* (Allemagne), évolution horizontale du maillage et boîte d'intégration des rais (de dimension  $\Delta R$ ,  $\Delta\theta$ ,  $\Delta h$ ).

rai, la position du rai, son altitude et son ordre de rebond, l'atténuation subie le long de la trajectoire, l'altitude maximale atteinte lors du trajet et la déviation standard liée aux altitudes maximales (en cas de réfractions multiples en altitude avant l'enregistrement), même calcul pour les réfractions au sol et les paramètres d'émission des rais ;

- **Identification des trajets et découpage de ces trajets entre les trois grandes familles de phases :**

Les phases troposphérique *Iw* (situées entre le sol et la tropopause  $< 20\text{ km}$ ), stratosphérique *Is* (entre la tropopause et le milieu de la mésosphère  $< 70\text{ km}$ ) et thermosphérique *It* (au delà  $> 70\text{ km}$ ).

Dans le cas des phases thermosphériques, l'intérêt est surtout porté sur les phases thermosphériques basses *Ita* ayant des altitudes de réfractions inférieures à  $120\text{ km}$ . Ce choix se justifie par la forte atténuation subie aux altitudes les plus élevées (section 1.1.3.2), ce qui rend l'observation de telle phase extrêmement improbable. Le coefficient d'atténuation augmente exponentiellement avec l'altitude et dépasse les  $1\text{ dB/km}$  pour les fréquences d'intérêt (typiquement de  $0.1$  à quelques  $\text{Hz}$ ) (figure 1.10) ;

- **Statistiques sur les phases et remplissage des tables :**

Une fois toutes les informations récupérées, une étude sur chacune des grandeurs caractéristiques prélevées est menée afin de déterminer leurs valeurs extrêmes et moyennes, leurs déviations standards.

Toutes ces opérations sont des préalables nécessaires au remplissage des tables et au contrôle de la qualité des informations.

Il est alors possible de réaliser une *cartographie spatiale des trajets multiples*, ce qui peut également être interprété comme un *instantané de l'état de l'atmosphère* pour la propagation des ondes infrasonores.

Ces tables reprennent les principales grandeurs caractéristiques de cette propagation, que sont : les célérités moyennes (distance horizontale parcourue par l'onde divisée par le temps

de vol), les altitudes de réfraction et les corrections d'azimut (à partir de l'azimut détecté à la station) ou encore les cartes d'atténuation.

## Résumé

Les outils de simulations sont variés. Ils intègrent des schémas plus ou moins complexes, ce qui implique de grandes disparités dans les résultats obtenus et surtout dans les ressources et temps de calculs.

Pour une démarche alliant opérationnel et cas d'études spécifiques, le tracé de rayon a été choisi car il correspond au meilleur compromis.

Ce dernier ne peut cependant pas mener directement à la localisation, d'où son intégration dans une démarche de construction de tables de propagation calculées par station.

Les tables se basent sur une combinaison alliant le choix de la station, la définition d'un maillage source et la construction d'une grille atmosphérique.

Elles réalisent la jonction entre les modèles atmosphériques, l'outil de simulation 3D et la sub-division de la propagation en familles de trajectoires.

Les tables de propagation construites dépendent alors de la définition des paramètres d'entrées, tels que la résolution des paramètres d'émission (ou paramètres de rais) pour les simulations, ainsi que des choix et des critères mis en places pour leur remplissage.





## Chapitre 3

# Des tables globales vers la localisation

### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Construction de tables régulières . . . . .</b>	<b>92</b>
3.1.1	Méthodologie . . . . .	92
3.1.2	Description des tables . . . . .	93
3.1.3	Bilan et résultats . . . . .	94
3.1.3.1	Résultats des tables régulières : un exemple concret . . . . .	94
3.1.3.2	Quelques interrogations concernant les tables régulières . . . . .	99
3.1.4	Des nouveaux besoins . . . . .	106
3.1.4.1	Pourquoi des tables avancées ? . . . . .	106
3.1.4.2	Conversions de phases . . . . .	107
<b>3.2</b>	<b>Construction de tables avancées . . . . .</b>	<b>110</b>
3.2.1	Axes d'amélioration . . . . .	110
3.2.2	Méthodologie . . . . .	112
3.2.2.1	Carte d'identité du rai . . . . .	113
3.2.2.2	Détection des zones d'ombre . . . . .	113
3.2.2.3	Atteindre la station : tir au but . . . . .	115
3.2.2.4	Implémentation dans <i>WASP-3D Sph</i> . . . . .	120
3.2.3	Résultats et interprétation . . . . .	121
3.2.3.1	Synthèse . . . . .	121
3.2.3.2	Premiers résultats et illustrations . . . . .	122
3.2.4	Comparaison entre tables régulières et tables avancées . . . . .	128
3.2.5	Tables avancées par ordre de rebond . . . . .	134
3.2.6	Contrôle qualité . . . . .	139
<b>3.3</b>	<b>Localisation sur grille et recherche de minima . . . . .</b>	<b>141</b>
3.3.1	Prélocalisation et tables locales . . . . .	141
3.3.2	Localisation à plusieurs stations . . . . .	142
3.3.2.1	Localisation en corrigeant les azimuts . . . . .	142
3.3.2.2	Localisation avec les temps d'arrivées . . . . .	142
3.3.2.3	Localisation avec <i>Misfit function</i> . . . . .	142
3.3.2.4	Exemple de localisation avec tables locales . . . . .	143
3.3.3	Prise en compte des multi-trajets . . . . .	144

---

Des outils de simulations, tels que les tracés de rais, fournissent l'évolution du front d'onde entre une source et une station. Afin d'obtenir une image globale de la propagation dans une région donnée, ces outils peuvent être intégrés dans une démarche de construction de tables de propagation.

Cette partie présente la construction de telles tables par stations pour un jeu de paramètres réguliers dans un premier temps, puis adapté dans un second temps.

### 3.1 Construction de tables régulières

La base commune aux deux approches de tables étant posée (section 2.4 et suivante), il reste à définir les entrées et sorties pour réaliser les simulations et construire les cartes.

#### 3.1.1 Méthodologie

Dans une première approche, l'idée est de construire les tables en contraignant tous les paramètres d'entrées, les tables en résultant sont alors qualifiées de *régulières*.

##### • Paramètres d'entrées

Par table régulière, il est ici entendu que le jeu de paramètres d'émission des rais, pour chaque simulation est invariant. C'est-à-dire que le nombre de rais tirés, et ce pour chaque cellule du maillage, reste fixe.

La régularité des tables est vérifiée par l'utilisation, d'une part, d'un pas constant en incidence ( $i$ ) et, d'autre part, d'un pas constant en azimut ( $\alpha$ ), tels que présentés dans la figure 2.7 du chapitre précédent.

Les tables régulières intègrent donc toutes les étapes de la définition des tables génériques (chapitre 2), avec une discrétisation régulière des paramètres d'émission.

L'émission des rais est déterminée par deux angles (section 2.2), l'angle d'incidence (ou angle d'élévation) et l'angle d'azimut :

- L'angle d'azimut est contraint par les choix du maillage, il correspond à l'angle d'azimut théorique pour chaque combinaison de *point source* avec la station considérée ;
- L'angle d'incidence est contraint par des bornes d'émission physiques (section 2.4) et sa résolution<sup>1</sup> est de  $1^\circ$ .

##### • Post-traitement des informations

Pour cette première approche, le post-traitement des informations recueillies est simplifié. Ce choix est discuté, par la suite, à partir des résultats de tables régulières de propagation obtenus (section 3.1.3.2).

L'objectif est de sub-diviser les données entre les trois principales familles de phases, *It* thermosphérique, *Is* stratosphérique et *Iw* troposphérique. Le filtre, alors mis en place, considère l'altitude maximale atteinte le long de la trajectoire pour trier les rais et les associer à une phase ou les négliger.

Les phases et domaines de récupération des informations sont :

- *Iw* : de 1 km à 20 km d'altitude. La borne basse est nécessaire pour s'affranchir d'éventuelles trajectoires *artefact* créées entre le sol et le premier point d'entrée atmosphérique (la première altitude des modèles *ECMWF* correspond au niveau isobare de 1000 mbar, ce qui ne coïncide pas avec une information au sol, l'information de la première altitude est

---

<sup>1</sup>Résolution angulaire : séparation entre deux rais consécutifs.

donc dupliquée pour fournir une valeur de vitesse du son au sol). La borne supérieure d'altitude est choisie juste au delà de la tropopause, dans une région de gradient négatif de température (figure 1.2 en section 1.1.1) ;

- $Is$  : de  $20\text{ km}$  à  $70\text{ km}$ , de la tropopause à la mésosphère. Cette dernière est une région froide de l'atmosphère et ne crée pas de réfraction (section 1.1.3.3) ;
- $It$  : de  $70\text{ km}$  à  $120\text{ km}$ . Seules les phases thermosphériques basses  $Ita$  sont prises en compte dans les tables de propagation ;
- $Itb$  : les phases thermosphériques se réfractant au delà de  $120\text{ km}$  d'altitude, sont considérés comme des rais fuyants étant donnée l'augmentation exponentielle de l'absorption atmosphérique au delà de  $100 - 110\text{ km}$  d'altitude (figure 1.10).

Désormais, les tables sont définies et la méthodologie des tables régulières est présentée, il est alors question d'implémenter et de valider ces tables.

### 3.1.2 Description des tables

Les tables sont généralement représentées, à l'image de la figure 3.1, avec les vents projetés à  $40\text{ km}$  et les célérités moyennes obtenues à la station pour chacun des points de la carte pris comme source <sup>2</sup>.

Ces résultats peuvent être complétés par d'autres paramètres, tels que les déviations d'azimut, les altitudes de réfraction des rais ou l'atténuation.

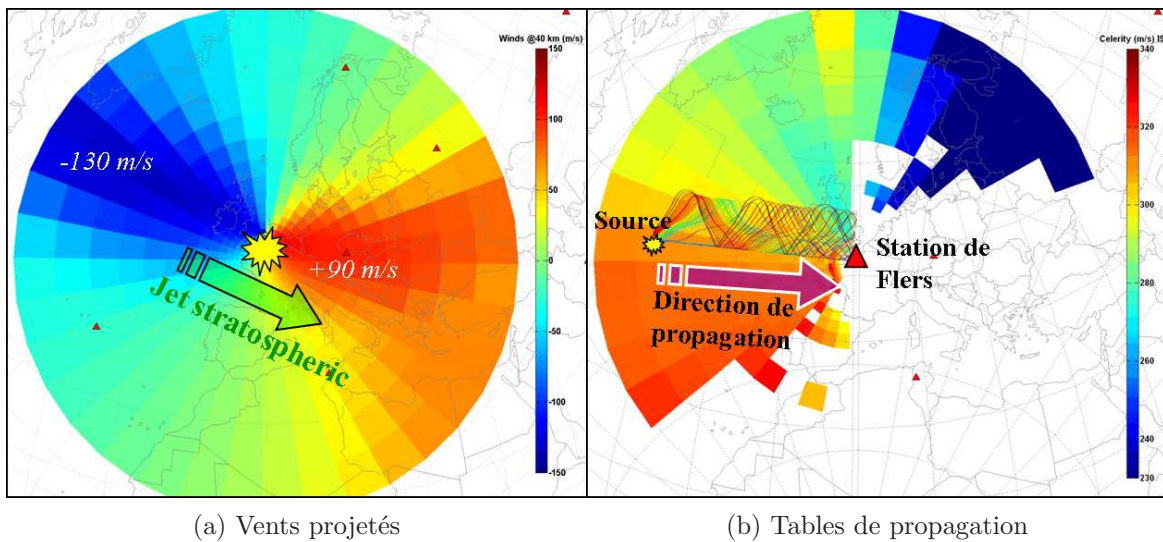


FIG. 3.1 – **Tables régulières** : La figure (a) représente les vents projetés sur les trajectoires sources-station et (b) la table régulière des célérités moyennes pour les retours stratosphériques à la station de Flers (au 11/12/2005 à 6 : 00 TU et avec *NRL-G2S*).

Les vents projetés à  $40\text{ km}$  d'altitude traduisent la présence du jet stratosphérique qui favorise, suivant son intensité, la création d'un guide stratosphérique (figure 3.1 (a)). Si un fort jet stratosphérique souffle d'Ouest en Est en direction de la station, il faut s'attendre à simuler des retours stratosphériques pour les sources situées à l'Ouest de la station.

La figure 3.1 (b) illustre le cas d'une source située au centre d'une maille à l'Ouest de la station. La propagation s'effectue d'Ouest en Est, vers la station, et les simulations prédisent

<sup>2</sup>Ce mode d'emploi s'applique à toutes les tables présentées dans ce document et ne se limite pas aux seules tables régulières.

des phases thermosphériques et stratosphériques, comme l'indique le tracé de rai obtenu avec *WASP-3D Sph* superposé sur la figure.

La maille ou *zone source* est alors posée et centrée sur la station et devient la boîte d'intégration en y ajoutant une dimension verticale (section 2.4.2.3).

Toutes les caractéristiques et tous les paramètres de propagation des rais interceptés dans cette boîte sont ensuite traités<sup>3</sup>, puis utilisés pour construire les tables.

À chaque *zone source* sont ensuite attribuées les valeurs de célérités, déviations d'azimut, atténuation ...

La phase de tri, en post-traitement, permet de séparer les familles de phases. C'est l'étape d'identification (ou appariement) des phases.

### 3.1.3 Bilan et résultats

La construction des tables globales régulières de propagation est réalisée directement à partir de la combinaison d'un maillage de *points sources*, de l'outil de tracé de rayons en 3D, *WASP-Sph 3D* et de modèles atmosphériques.

#### 3.1.3.1 Résultats des tables régulières : un exemple concret

Afin d'illustrer et présenter les résultats obtenus grâce aux simulations de *WASP-3D Sph* pour la construction des tables, le cas d'étude retenu est celui d'un événement survenu dans la banlieue de Londres, le 11 décembre 2005.

Le choix de ce cas spécifique est plus amplement détaillé et analysé dans le chapitre 4, section 4.3 [Ceranna *et al.*, 2007-2008; Evers and Haak, 2007; Ottemöller and Evers, 2007].

Les tables globales de propagation sont présentées dans la figure 3.2 pour les phases stratosphériques et figures 3.3 pour les phases thermosphériques basses<sup>4</sup>.

Les figures reprennent les cartes pour les paramètres suivants : la *célérité* en (a), les *déviations azimutales* (b), les *altitudes de réfraction* (c) et l'*atténuation* subie par l'onde lors de son trajet en (d).

Cette représentation globale des grandeurs caractéristiques de l'atmosphère permet d'appréhender rapidement les zones favorisant l'émission infrasonore et pouvant générer des détections à la station considérée.

L'avantage d'une telle représentation est d'*éclairer* une portion du globe terrestre pour en souligner les guides d'ondes dominants, à une date et un horaire donnés et une région géographique donnée.

Les modèles semi-empiriques prédisent, dans le cas présent, de faibles jets troposphériques à très basses altitudes (0 – 5 km). *WASP-3D Sph* permet d'obtenir dans ce cas des retours troposphériques se propageant dans un guide d'onde de très faible épaisseur ayant des dimensions comparables ou inférieures aux longueurs d'ondes étudiées (un domaine fréquentiel typique est compris entre plusieurs secondes jusqu'à un ou deux hertz, donc des longueurs d'ondes de l'ordre du kilomètre).

Cependant pour les phases troposphériques, les cartes de propagation ne donnent pas d'information fiable pour des vents si basses altitudes.

<sup>3</sup>Des tris et statistiques sont réalisés dans les informations collectés.

<sup>4</sup>*Rappel* : tous les retours thermosphériques se réfractant à des altitudes supérieures à 120 km ne sont pas pris en compte dans les calculs.

## Tables régulières stratosphériques : Flers

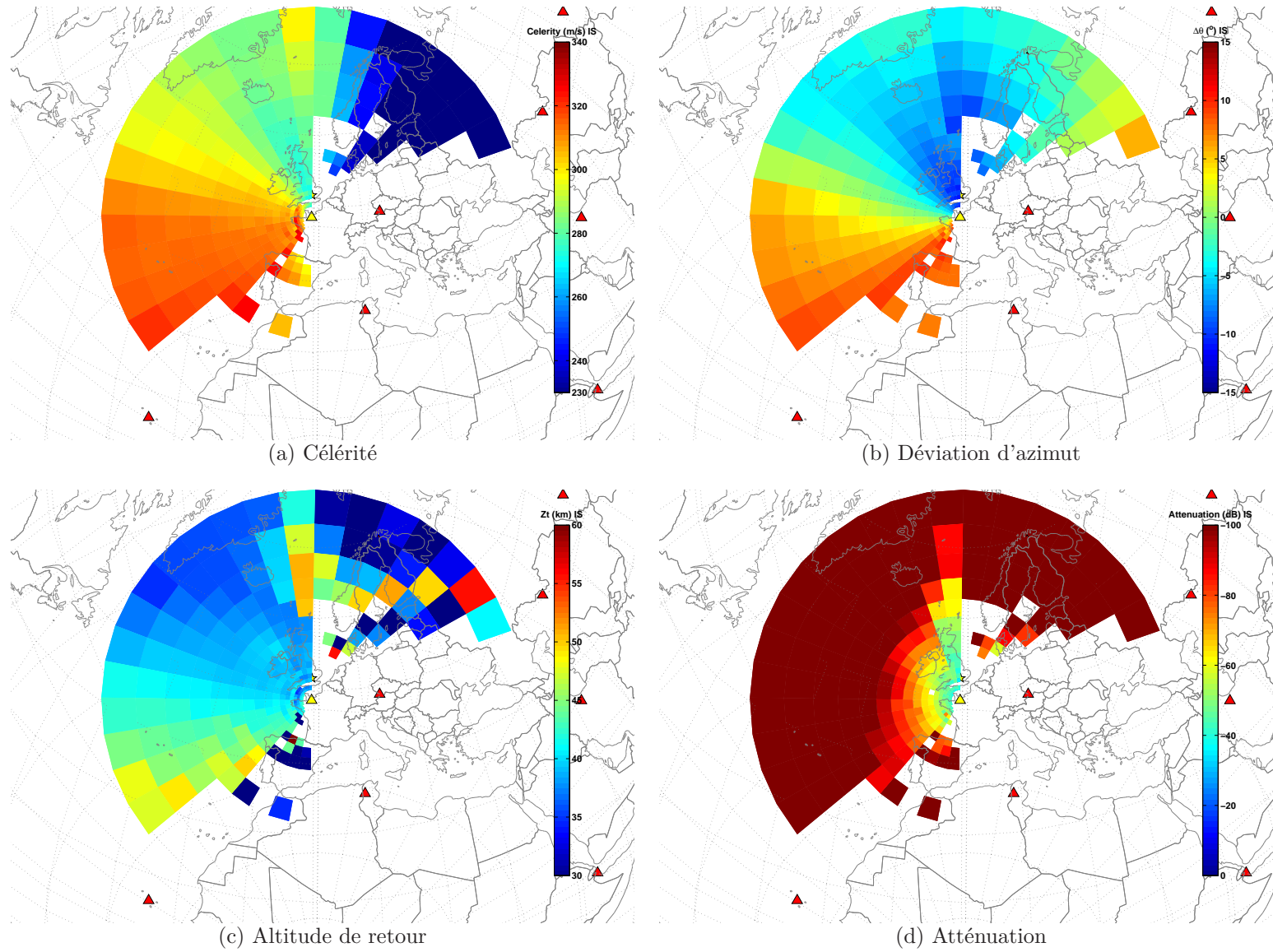


FIG. 3.2 – **Tables régulières** : Ces quatre figures sont centrées à la station de Flers, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte le modèle de champ de vents *réalistes* *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour, dans chaque cas, les **phases stratosphériques**.



## Tables régulières thermosphériques : Flers

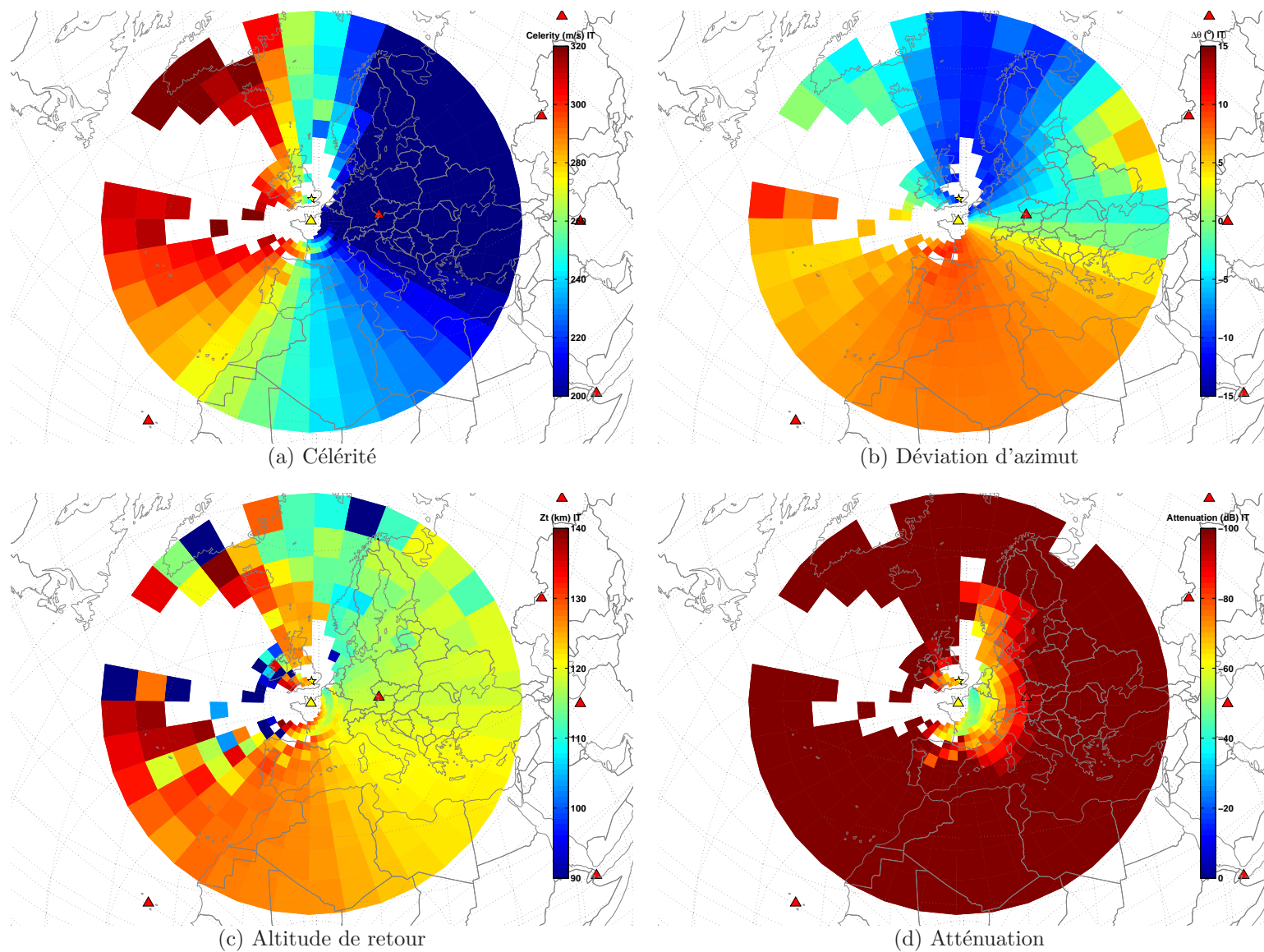


FIG. 3.3 – **Tables régulières** : Ces quatre figures sont centrées à la station de Flers, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte le modèle de champ de vents *réalistes NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour, dans chaque cas, les **phases thermosphériques**.



D'autant plus qu'il subsiste la question du raccord des profils atmosphériques au sol, le premier niveau isobare pris en compte dans les modèles *réalistes* étant  $1000\text{ mbar}$  (valeur typique de la pression au sol étant  $1013\text{ hPa}$ ). Cette incertitude appelle donc à la prudence quant aux retours très basses altitudes (également en raison de l'absence de la topographie dans les simulations).

### • Discussion

La table 3.1 synthétise les valeurs extrêmes obtenues pour les modèles de célérité en les comparant à la nomenclature de [Brown *et al.*, 2002a; Garcès *et al.*, 2002b] (présentée exhaustivement en tableau 1.1)<sup>5</sup>.

Concernant les valeurs relevées dans les tables de propagation, les domaines de célérité sont situés dans les gammes de valeurs attendues et citées dans la littérature [Brown *et al.*, 2002a; Garcès *et al.*, 2002b]<sup>6</sup>.

La répartition même de ces valeurs de célérité ou de déviations d'azimut au sein d'une table est plus large qu'attendue. Pour une phase donnée, les caractéristiques de propagation varient fortement. Il faut donc être prudent lors de l'identification des phases.

Type de Phase	Nomenclature	Résultats des tables
Stratosphérique <i>Is</i>		
valeur basse	$280\text{ m/s}$	$230\text{ m/s}$
valeur haute	$310\text{ m/s}$	$> 330\text{ m/s}$
Thermosphérique <i>It</i>		
valeur basse	$240 - 250\text{ m/s}$	$200\text{ m/s}$
valeur haute	$270 - 280\text{ m/s}$	$> 320\text{ m/s}$

TAB. 3.1 – Comparatif des modèles de célérités de la nomenclature des phases [Brown *et al.*, 2002a] avec les résultats des tables régulières pour la configuration du 11/12/2005 à 6 : 00 *TU* avec les modèles *NRL-G2S*.

Cet exemple montre que les domaines de célérité de référence ne s'appliquent pas systématiquement.

Ce cas d'étude et ces résultats remettent en cause la nomenclature pré-établie. Une mauvaise identification des phases se répercute directement sur le choix des modèles de vitesses et de déviations d'azimut, qui sont au coeur de la procédure de localisation.

Ces remarques sont spécifiques à la date et la zone géographique étudiée. Dans ce cas particulier, la présence d'un très fort jet stratosphérique en direction du Sud-Est de plus de  $100\text{ m/s}$  (figure 3.4) ne se produit que rarement<sup>7</sup>.

Les valeurs d'altitude de retour se répartissent entre 30 et  $60\text{ km}$ , avec une majorité des retours compris entre 35 et  $48\text{ km}$ . Pour les phases thermosphériques, la gamme d'altitude est  $90 - 120\text{ km}$  avec des retours principalement contenus entre 105 et  $120\text{ km}$ .

<sup>5</sup>À noter que les phases thermosphériques regroupent les domaines de phases *hautes Itb* et *basse Ita*, même si l'intérêt porte majoritairement sur la seconde catégorie (ayant des altitudes de réfractions inférieures à  $120\text{ km}$ ).

<sup>6</sup>La nomenclature est rappelée dans le tableau 1.1, chapitre 1.

<sup>7</sup>Les figures de la section 1.1.4 reprennent l'évolution spatiale et temporelle des champs de vents. De puissants jets stratosphériques sont attendus à des saisons spécifiques et pour des régions définies et relativement localisées.

## Champs de vent à Flers

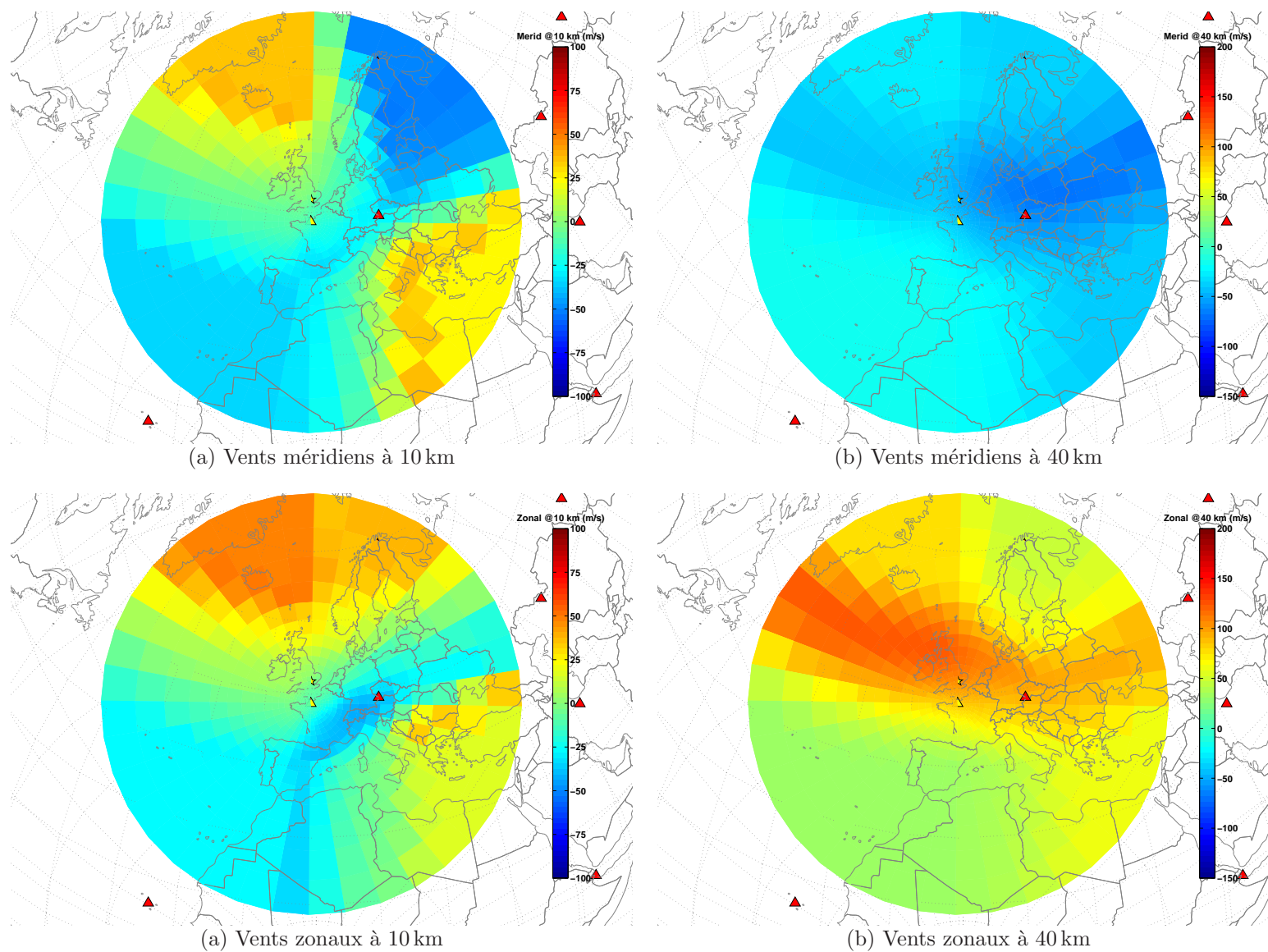


FIG. 3.4 – **Champs de vents *NRL-G2S*** : Ces quatre figures sont centrées à la station de Flers, à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU*. Les figures (a) et (b) présentent les vents méridiens à 10 et 40 km respectivement, (c) et (d) pour les vents zonaux aux mêmes altitudes.

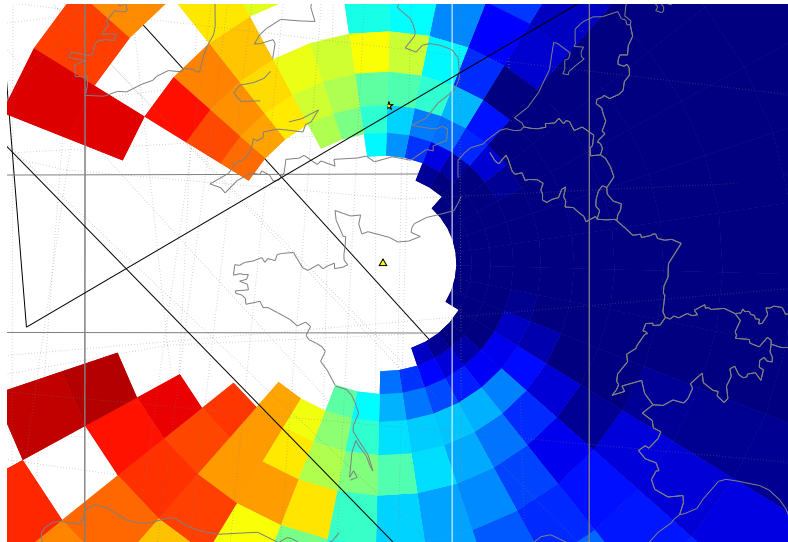


FIG. 3.5 – Zone d'ombre, zoom sur la table des célérité avec *NRL-G2S*.

Les déviations d'azimuts déduites des trajectoires des rais se répartissent régulièrement entre  $-12^\circ$  et  $12^\circ$  et les atténuations évoluent très rapidement jusqu'à atteindre  $-100\text{ dB}$ , particulièrement pour les retours thermosphériques<sup>8</sup>.

Les tables présentent certaines discontinuités et - *cellules vides* - qui prêtent à questionnement, points qu'il est nécessaire d'éclaircir.

### 3.1.3.2 Quelques interrogations concernant les tables régulières

#### • Vides dans les tables thermosphériques

Tout d'abord, à proximité de la station l'absence d'information correspond à la *zone de silence*, aussi appelée *zone d'ombre*.

Cette région entourant la station a une géométrie variable qui dépend fortement de l'intensité des vents stratosphériques. Lorsque le jet stratosphérique s'oppose à la propagation, la trajectoire suivie par l'énergie infrasonore traverse alors rapidement la stratosphère et la déviation (longitudinale et transversale) subie par les rais dans la stratosphère devient quasi inexistante.

La thermosphère est atteinte avec une célérité effective plus faible ce qui signifie une altitude de retour - ou altitude de réfraction - plus faible, mais également une plus faible distance horizontale parcourue, donc une déformation de la *zone de silence*.

On observe ce comportement pour des sources situées à l'Est de Flers où la zone d'ombre est raccourcie en comparaison de celles situées au Sud (figure 3.5).

À des distances plus élevées, les mailles vides dans les tables régulières thermosphériques, peuvent être le résultat de multiples facteurs :

- *Zone d'ombre* liée à l'intervalle séparant deux rebonds consécutifs. C'est, par exemple, le cas pour les cases vides au Nord du pays de Galles ou au Sud de l'Irlande (figure 3.5) (écart entre le premier et le second rebond thermosphérique, car la boîte d'intégration est de dimension inférieure à la distance inter-rebond) ;

<sup>8</sup>Au-delà de  $-100\text{ dB}$  la source doit être particulièrement énergétique pour que les signaux soient détectables.

- Le jet stratosphérique "masque" les retours thermosphériques, et seuls des retours thermosphériques hauts peuvent être simulés<sup>9</sup>. Ce cas de figure se présente pour les sources situées plein Ouest de la station, au large du Finistère ;
- La discrétisation angulaire est peut être insuffisante, certains retours n'étant pas pris en compte.

### • Vides dans les tables stratosphériques ? À quoi correspondent-ils ?

Tout comme pour les tables thermosphériques, il est possible d'avoir des mailles ne comportant pas d'information dans les tables stratosphériques.

Ces mailles vides sont nombreuses, en raison du jet stratosphérique d'intensité suffisante dans la direction de propagation, créant un guide d'onde stratosphérique. De plus, les *zones de silence* jouent un rôle prépondérant sur l'absence d'information.

Le risque de manquer les paramètres d'émission favorisant un retour stratosphérique est accentué, lorsque le vent stratosphérique est faible (le domaine des paramètres d'émission pour les phases stratosphériques est étroit). Le problème du choix des rayons est ici posé.

D'autres facteurs sont aussi à prendre en considération pour traiter cette présence ou cette absence d'information, comme les *conversions de phases* (ce point est abordé dans la section 3.1.4.2).

### • Intervalles et incertitudes

Si le nombre de rais lancés est constant pour chaque binôme Source - Station, il n'en va pas de même pour le nombre de rais venant se réfléchir au sol dans les boîtes d'intégration.

Les tables régulières présentées jusqu'à ce point ont été construites avec les valeurs moyennes pour chaque grandeur caractéristique. Afin de démontrer la disparité des informations, et ce au sein même des familles de phases, des tables régulières de déviations standards sont réalisées pour toutes les grandeurs caractéristiques déjà évoquées.

Le cas présenté en section 3.1.3, illustré avec les tables régulières (figure 3.2) est repris avec les déviations standards des phases stratosphériques (figure 3.6). Les tables de déviations standards des phases thermosphériques sont présentées dans la figure 3.7.

Le calcul des déviations standards est réalisé classiquement :

$$\sigma_X = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \quad (3.1)$$

où  $X_i$  représente successivement les paramètres caractéristiques de la propagation,  $\bar{X}$  la valeur moyenne du paramètre et  $N$  le nombre de rebonds<sup>10</sup> pris en compte.

D'importantes disparités apparaissent dans les tables de propagation. Si les caractéristiques sont parfois correctement contraintes - *i.e.* faibles déviations standards - pour d'autres simulations, les écarts et variations spatiales restent importants.

Pour les tables régulières de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU*, il est possible d'observer des déviations standards des altitudes de réfraction de 8 *km* pour les phases stratosphériques au Nord de la station et 15 *km* pour les thermosphériques à l'Ouest de Flers.

Pour les valeurs de célérité et de déviations d'azimut les écarts pour les phases stratosphériques dépassent les 10 *m/s* et atteignent 2° en azimut. Ils peuvent être de l'ordre de 15 *m/s*

<sup>9</sup>Les phases thermosphériques hautes ne sont pas détectées aux stations, car trop atténuées (section 2.4.2.2).

<sup>10</sup>On parle de nombre de rebonds plutôt que de nombre de rais, car plusieurs rebonds d'un même rai peuvent entrer dans la boîte d'intégration.

## Tables régulières de déviations standards stratosphériques : Flers

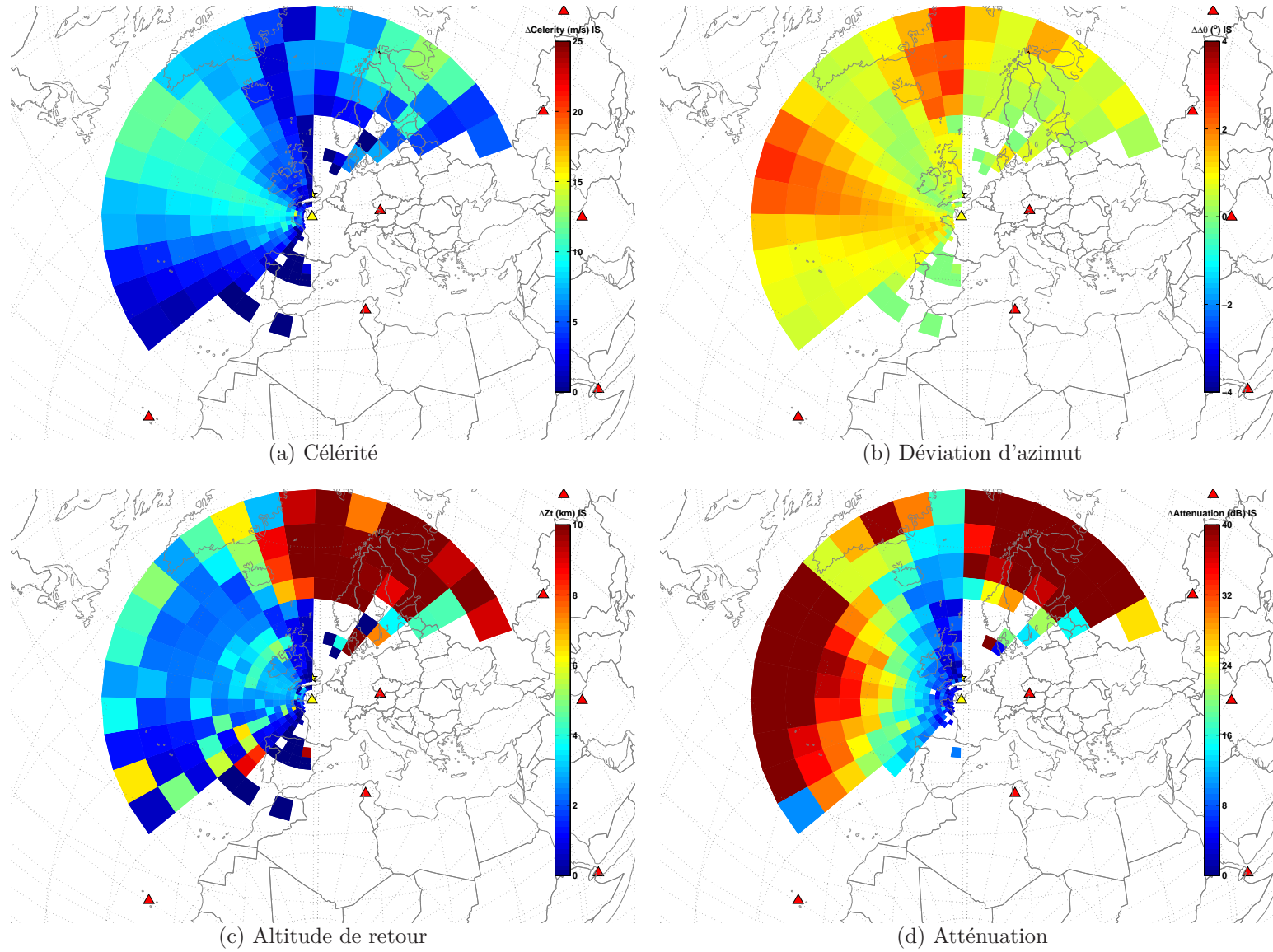


FIG. 3.6 – **Tables régulières des déviations standards** : Ces quatre figures sont centrées à la station de Flers, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte le modèle de champ de vents *réalistes* *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour, dans chaque cas, les **phases stratosphériques**.



## Tables régulières de déviations standards thermosphériques : Flers

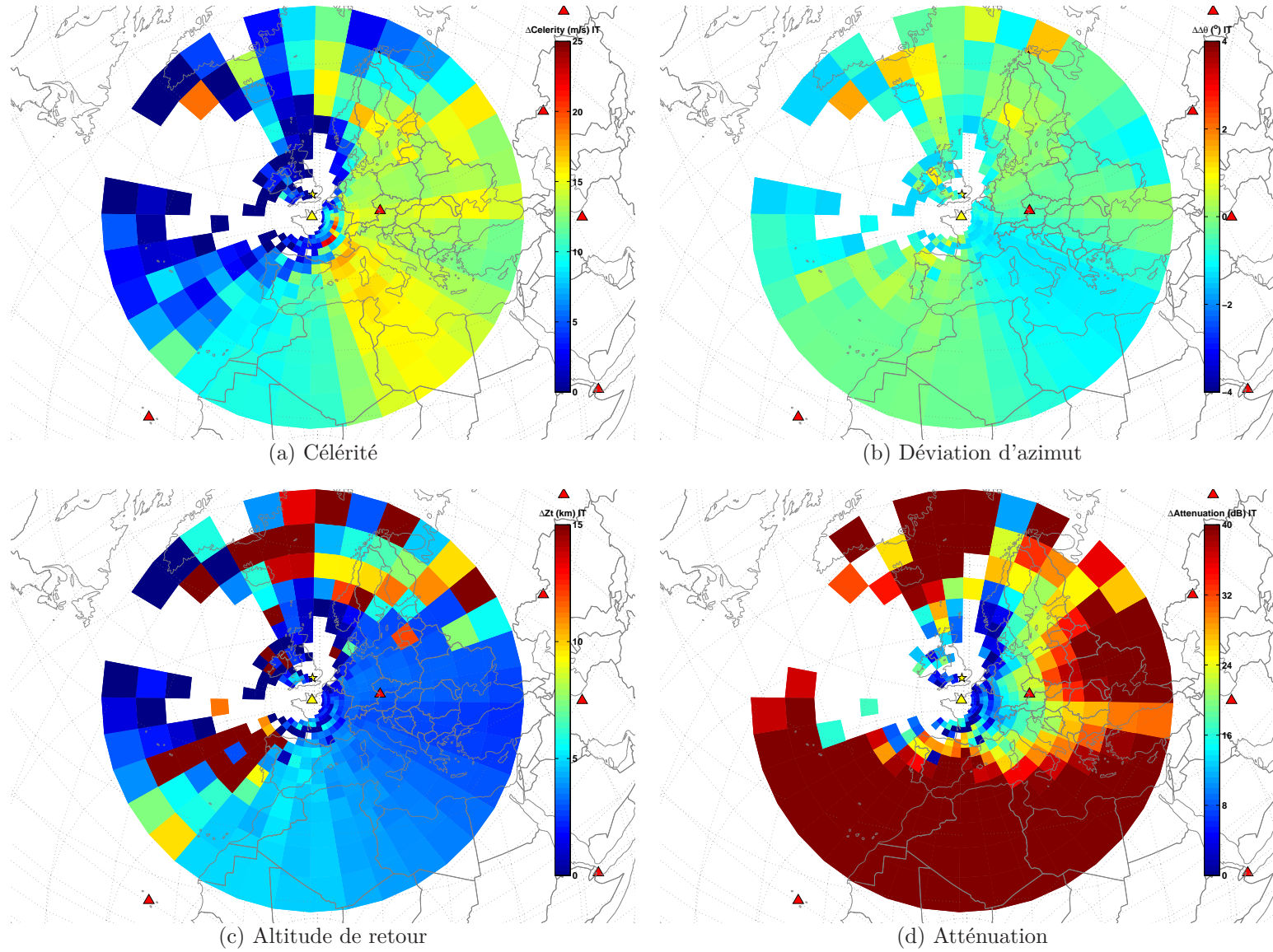


FIG. 3.7 – **Tables régulières des déviations standards** : Ces quatre figures sont centrées à la station de Flers, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte le modèle de champ de vents *réalistes* *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour, dans chaque cas, les **phases thermosphériques**.



et du degré en azimut pour les phases thermosphériques, avec des sources situées cette fois-ci, respectivement, à l'Ouest et à l'Est de la station.

• **Quelles valeurs de célérités moyennes et déviations d'azimuts retenir ?**

Une erreur de plusieurs  $m/s$  sur les célérités moyennes peut entraîner des erreurs de quelques dizaines de kilomètres sur la localisation. Il est possible de prendre en compte ces incertitudes pour la localisation, mais encore faut-il être certain que les modèles utilisés sont correctement interprétés.

Pour conclure sur ces valeurs et ces interprétations des résultats, une autre donnée à faire intervenir est le nombre de rais atteignant effectivement la boîte (figures 3.8 et 3.9).

Les choix pour construire les tables régulières ont conduit à fixer les domaines d'émission, ce qui a pour conséquence de donner un nombre de rais tirés constant pour chaque cellule.

Or le pourcentage de récupération des rais dans la boîte d'intégration peut être relativement faible, inférieur à 15% pour des sources générant des retours stratosphériques au Nord et au Sud-Ouest de la station, et de la même manière pour les retours thermosphériques avec des sources à l'Ouest et au Nord-Ouest. Les valeurs obtenues pour ces régions sont donc mal définies.

L'objectif des tables de propagation est de donner des valeurs moyennes par type de phase pour des sources réparties autour d'une station, mais lorsque le nombre d'informations récupérées diminue, l'incertitude sur la qualité de la table augmente.

Les zones de transitions atmosphériques sont particulièrement affectées par le manque de précision des tables régulières, ainsi que les régions où le courant stratosphérique est faible (le pinceau angulaire de rai créant des rais stratosphériques est alors très fin et peut être manqué si la précision angulaire choisie est trop élevée).

De grandes valeurs de déviations standards, mais pas nécessairement de l'altitude de réfraction, peuvent indiquer la "superposition" de plusieurs arrivées ayant des indices de rebonds différents. Ces différentes phases appartiennent à une même famille, mais ont logiquement des caractéristiques de propagation qui diffèrent. Prendre une valeur moyenne sur les arrivées pour construire les tables de propagation n'a plus alors de sens physique et la localisation en résultant est faussée.

L'**ordre des rebonds** est une autre donnée à prendre en compte dans les tables et le processus d'identification des phases.

Cette remarque prend tout son sens pour une localisation par multi-trajet qui intègre toutes les arrivées et non pas uniquement la plus rapide comme c'est souvent le cas (section 3.3.3).

La distance séparant les positions des rebonds au centre de la boîte se calcule :

$$S_{st \rightarrow rbd} = R_T \arccos(\sin \varphi_{st} \sin \varphi_{rbd} + \cos \varphi_{st} \cos \varphi_{rbd} \cos(\lambda_{st} - \lambda_{rbd})) \quad (3.2)$$

où  $S_{st \rightarrow rbd}$  est l'arc séparant le rebond de la station (station et rebond étant supposés au sol),  $rbd$  est la position du rebond et  $st$  la position de la station,  $\lambda_{st}$  et  $\lambda_{rbd}$  sont les longitudes,  $\varphi_{st}$  et  $\varphi_{rbd}$  les latitudes et  $R_T$  le rayon terrestre.

La table (b) de la figure 3.8, illustre ce point. Cet écart varie fortement en fonction de l'éloignement à la source et de l'évolution des paramètres atmosphériques. C'est une donnée qui n'intervient pas dans la construction des tables globales régulières, mais qui influence l'aspect des tables en elle même.

### Tables régulières stratosphériques : Flers

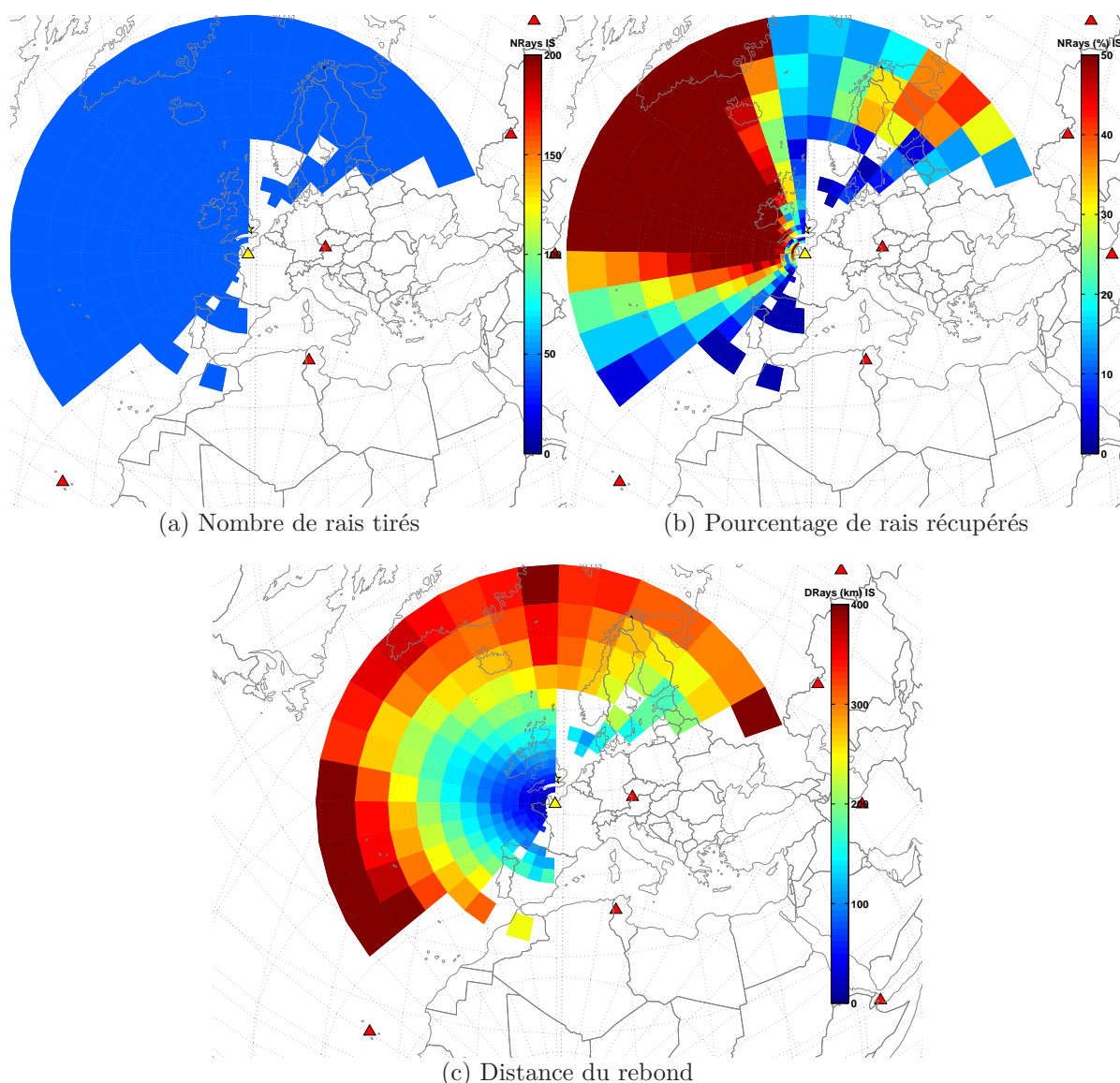


FIG. 3.8 – Tables régulières : Flers, 11 décembre 2005, 6 : 00 *TU* avec les modèles *NRL-G2S* et pour les phases **stratosphériques**. La figure représente (a) le nombre de rais tirés initialement, (b) le pourcentage de rais récupérés dans la boîte (par rapport au nombre lancé) et (c) la distance moyenne entre les rebonds et la station (au centre de la boîte).

#### • Confiance dans les résultats

Toutes les réponses précédentes amènent à se poser la question de la pertinence physique des tables régulières. Cependant, il apparaît difficile d'évaluer la confiance dans ces résultats lorsque les modèles semi-empiriques interviennent.

En effet, de par la précision accrue de ces modèles, de nombreuses trajectoires sont simulables, notamment pour des valeurs de paramètres d'émission des rais proches de ceux des **transitions de phases**.

Les transitions de phases correspondent aux zones frontières séparant deux à deux les trajectes appartenant à des phases différentes (par exemple, les intervalles de paramètres d'émission délimitant un rai stratosphérique d'un rai thermosphérique).

## Tables régulières thermosphériques : Flers

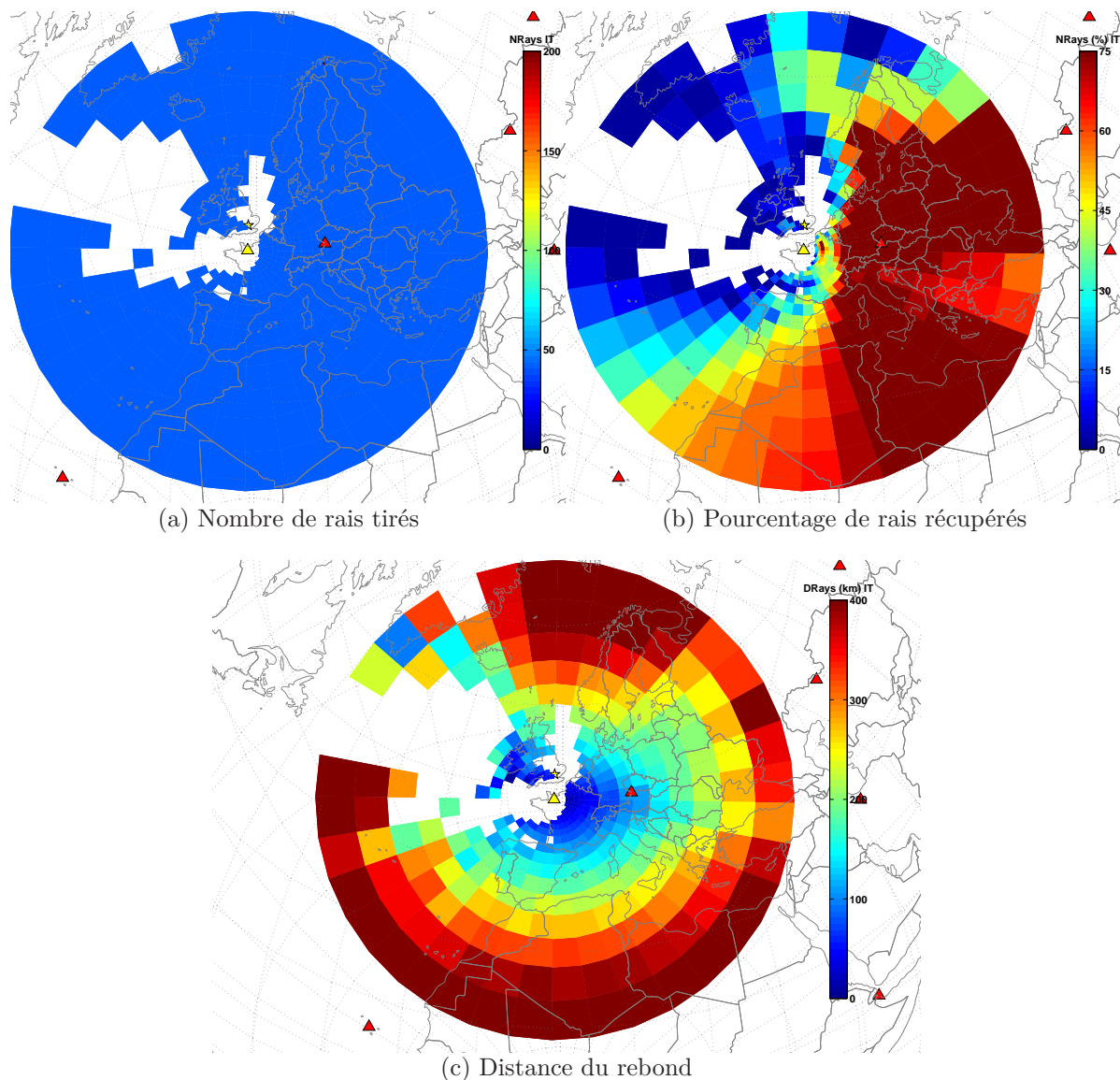


FIG. 3.9 – Tables régulières : cas de Flers, 11 décembre 2005, 6 : 00 *TU* avec les modèles *NRL-G2S* et pour les phases **thermosphériques**. La figure représente (a) le nombre de rais tirés initialement, (b) le pourcentage de rais récupérés dans la boîte (par rapport au nombre lancé) et (c) la distance moyenne entre les rebonds et la station (au centre de la boîte).

Dans le cadre de la construction des tables globales de propagation, la connaissance précise de ces zones et de leurs domaines, en terme de paramètres d'émission, est indispensable.

Il est évident que le nombre de rais récupérés reste trop faible dans les régions de transitions de phases (zones où phases stratosphériques et thermosphériques cohabitent notamment).

- Une étape intermédiaire : l'homogénéisation des tables

Afin de palier à ce problème et pour fournir des tables de meilleures qualités, des tables régulières "homogénéisées" sont construites en réalisant une opération de post-traitement des données servant à assembler les tables.

L'objectif est de supprimer les rais ayant des caractéristiques improbables. Par exemple un

rai dont l'altitude de réfraction moyenne serait de  $65\text{ km}$  est aberrant étant donné l'inversion des gradients de température à de telles altitudes. Cette opération et ces résultats sont présentés en annexe A.1.

Les tables "homogénéisées" donnent l'occasion de comparer des résultats obtenus pour les modèles semi-empiriques *NRL-G2S* et des modèles statistiques *HWM*.

Ces résultats montrent une très forte disparité entre les tables des différents modèles, les modèles de vents horizontaux (*HWM*) ne prédisant pas un jet stratosphérique aussi puissant que les modèles semi-empiriques. Effectivement, les modèles *NRL-G2S* donnent un jet zonal de près de  $150\text{ m/s}$  à  $40\text{ km}$  d'altitude contre moins de  $80\text{ m/s}$  pour les modèles statistiques.

La plus grande précision des modèles semi-empiriques (section 1.1.4) se traduit bien dans les tables, et les résultats obtenus sont plus précis que leurs équivalents avec les modèles empiriques.

Cette différence de précision devient problématique pour l'identification lorsque seuls les modèles statistiques sont disponibles.

La validité ou le crédit donné à de tels modèles est un point important pour la propagation infrasonore (sections 4.4 et 4.3).

Cependant, les tables homogénéisées ne répondent pas à la majorité des questions précédemment posées. Il faut donc chercher la solution dans une autre direction.

### 3.1.4 Des nouveaux besoins

Toutes ces questions créent de nouveaux besoins. Il devient essentiel de refondre la méthode d'obtention des tables et d'identifier les points pivots auxquels des solutions doivent être apportées.

Les *tables régulières de propagation* conservent cependant une utilité dans le cadre de la chaîne de traitement opérationnel des infrasons, pour apporter un premier niveau de correction.

#### 3.1.4.1 Pourquoi des tables avancées ?

Les tables globales avancées répondent donc au besoin de contrôler la pertinence physique des résultats des simulations.

Pratiquement, les évolutions apportées permettent de :

- *obtenir de l'information sur la présence ou l'absence de données en une maille*, en effet une maille vide ne doit pas amener de nouvelles questions telles que : un autre jeu de paramètres initiaux aurait-il pu aider à remplir la case ?
- *obtenir de l'information sur le taux de remplissage de la maille*, donc sur les arrivées prises en compte en triant les rais ;
- *classer les familles par ordre de rebond*, ce qui est particulièrement intéressant lors de détections multiples aux stations : les trajets multiples créés par les différents guides d'ondes de l'atmosphère peuvent provenir de différentes familles de phases mais aussi d'une même famille de phases avec un nombre de rebonds différent (section 3.2.5) ;
- *prendre en compte des phases converties* en tant que phases à part entière avec leurs paramètres propres (section 3.1.4.2) ;
- *établir une carte d'identité du rai*, retraçant l'historique et donnant les entrées utilisées pour réaliser le classement par famille et l'existence éventuelle d'une conversion de phase.

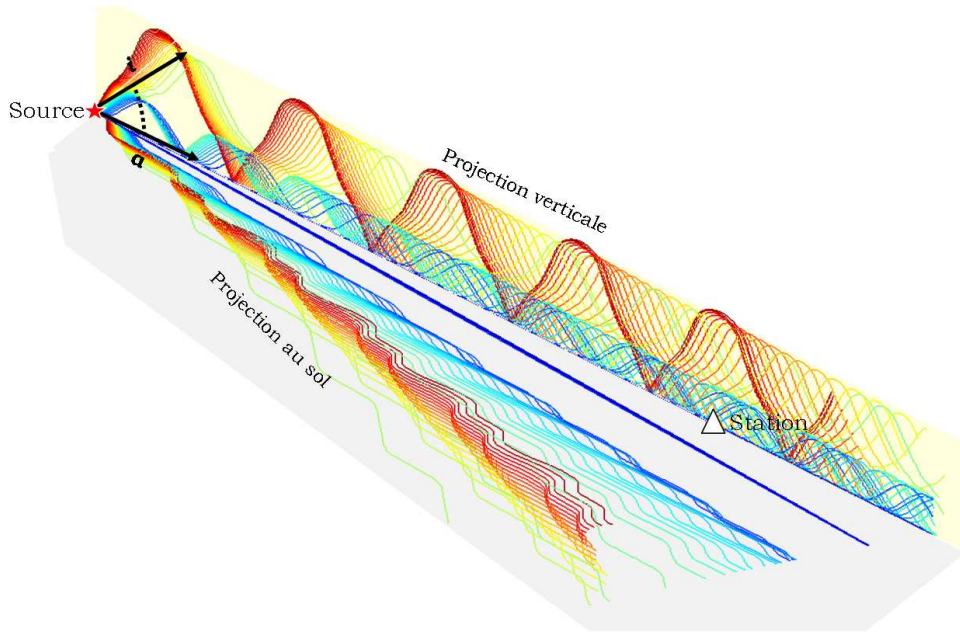


FIG. 3.10 – Projections verticale et horizontale des rais : mise en évidence de l'importance des déviations d'azimuts pour la construction des tables.

La figure 3.10 illustre visuellement le manque à gagner des tables régulières. L'une des principales hypothèses de ces dernières est que les rayons vont approcher au plus près de la station.

Or, il n'y a aucune garantie que cela soit bien le cas. Cette figure illustre l'utilisation du tracé des rais dans la construction des tables régulières. Un tracé en deux dimensions où les rais restent dans le plan de la propagation Source - Station du tir.

En réalité les rais ne restent pas dans ce plan. Ils subissent des déviations, qui dépendent des vents transverses et des couches atmosphériques qu'ils traversent en chemin. L'exemple, repris dans la figure 3.10, a été réalisé avec une source en Espagne et pour la station de Flers, au 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* avec les modèles semi-empiriques *NRL-G2S*.

On retrouve des déviations d'azimut faibles pour les phases troposphériques, puis des déviations beaucoup plus élevées pour les phases stratosphériques et thermosphériques. Les écarts observés entre les rebonds thermosphériques et la station excèdent plusieurs centaines de kilomètres (pour des jets stratosphériques forts, des déviations d'azimut supérieures à  $12^\circ$  sont attendues).

Une correction de ces biais, variables spatialement et temporellement, est à apporter pour améliorer les résultats récoltés pour la construction des tables, ou au moins mieux les contraindre.

### 3.1.4.2 Conversions de phases

En dehors de la prise en compte réaliste des déviations d'azimut, une autre motivation à l'implémentation de tables avancées de propagation est la présence de conversion de phases.

La propagation est soumise aux différents guides d'ondes (section 1.1.3.3), ceux-ci créant alors les différentes phases troposphériques, stratosphériques et thermosphériques (figure 3.11 (a)). Cependant, l'évolution spatio-temporelle de l'atmosphère et des modèles atmosphériques, est également susceptible de conduire l'énergie infrasonore vers ces différents guides au sein même d'une trajectoire unique.



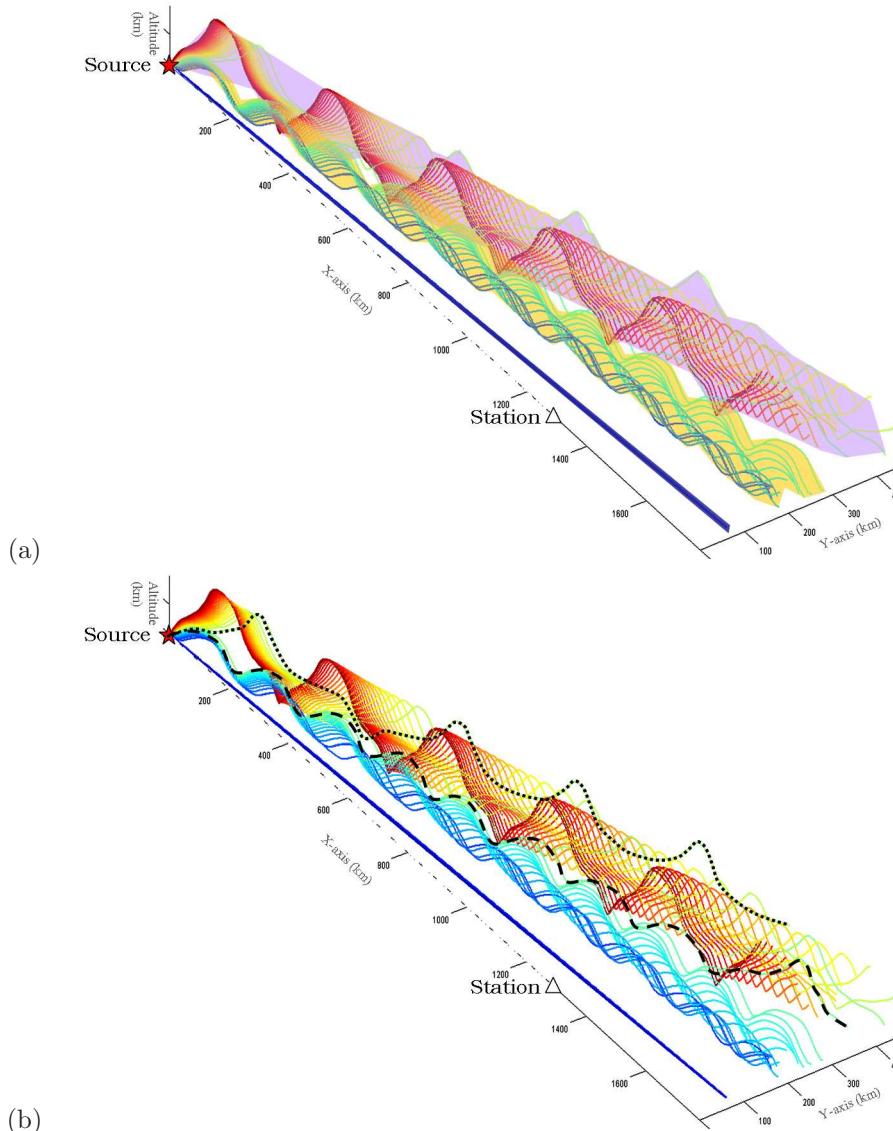


FIG. 3.11 – La figure (a) présente des trajectoires de rais en 3D avec rais troposphériques (entourés en bleu), rais stratosphériques (entourés en orange) et rais thermosphériques (entourés en mauve) et la figure (b) présente des exemples de conversions de phases : conversion  $It$  en  $It_d$  (en points) et conversion  $Is$  en  $It$  (en pointillés).

Comme l'illustre les trajectoires surlignées en traits pointillés noirs de la figure 3.11 (b), il est possible de simuler des conversions de phases stratosphériques vers thermosphériques ou thermosphérique vers thermosphérique guidée.

Cet exemple ne reprend que deux cas possibles, alors que de nombreuses conversions de phases sont envisageables entre les différentes couches et guides d'ondes tout au long de la propagation.

Sans les lister toutes, au risque d'en oublier, il est nécessaire de trouver les dénominateurs communs de toutes ces phases converties, ou alors justement ce qui différencie ces phases particulières de la nomenclature classique.

La figure 3.12 met en parallèle les fortes variations du jet stratosphérique et l'obtention de phases converties. La vitesse effective du son est fortement influencée par le jet stratosphérique, il est donc possible d'observer de très fortes fluctuations du profil de vitesse effective du son sur



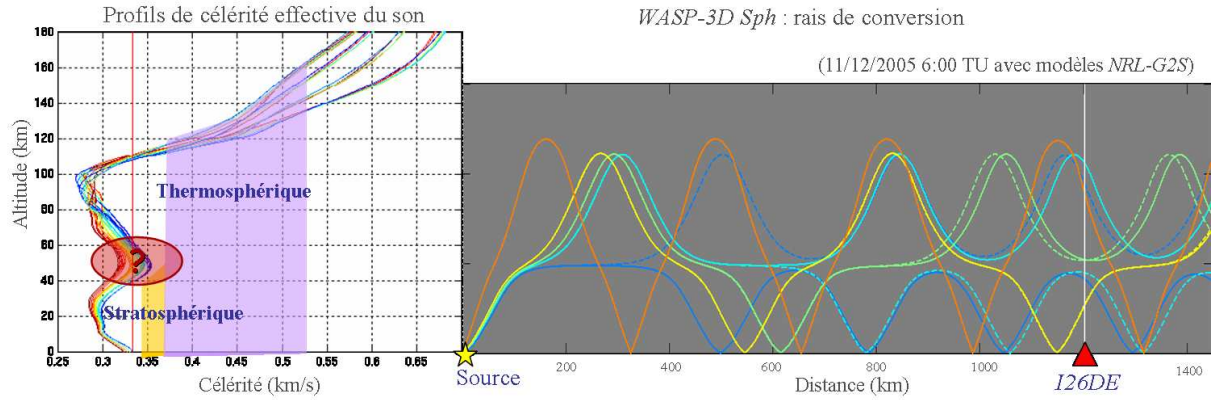


FIG. 3.12 – Profils de son effectif de la grille atmosphérique (figure de gauche) et rais convertis simulés par *WASP-3D Sph* (à droite).

la grille atmosphérique (dans l'exemple de la figure 3.12, les variations de la vitesse effective du son dépassent  $30 \text{ m/s}$  pour une grille de dimension maximale de  $1200 \text{ km}$  en longitude).

Ces fortes variations font apparaître ou disparaître le guide d'onde stratosphérique, ce qui explique les conversions *It* vers *Is* (rai cyan discontinu), et réciproquement (rai bleu discontinu).

Dans d'autres configurations, des phases diffractées peuvent également être observées guidées entre le jet stratosphérique et la tropopause pour les phases *Isd* (rai cyan plein) ou encore entre la thermosphère et la stratosphère *Itld*. De plus, ces phases peuvent elles aussi résulter de conversions de phases, par exemple d'*It* vers *Itld* (rai vert).

Toutes les phases du tableau 1.1 sont simulables et elles peuvent toutes être converties ou issues d'une conversion.

## 3.2 Construction de tables avancées

Les tables dites régulières ne répondent pas à tous les impératifs de la localisation.

En effet, certaines questions demeurent quant à la robustesse des résultats, notamment lors de la construction de tables globales de propagations avec des modèles atmosphériques réalistes.

Ne connaissant pas *a priori* les régions où retombent les rais, le choix est fait de s'appuyer sur des connaissances *a posteriori* de la combinaison source - station et de l'influence du milieu de propagation les séparant.

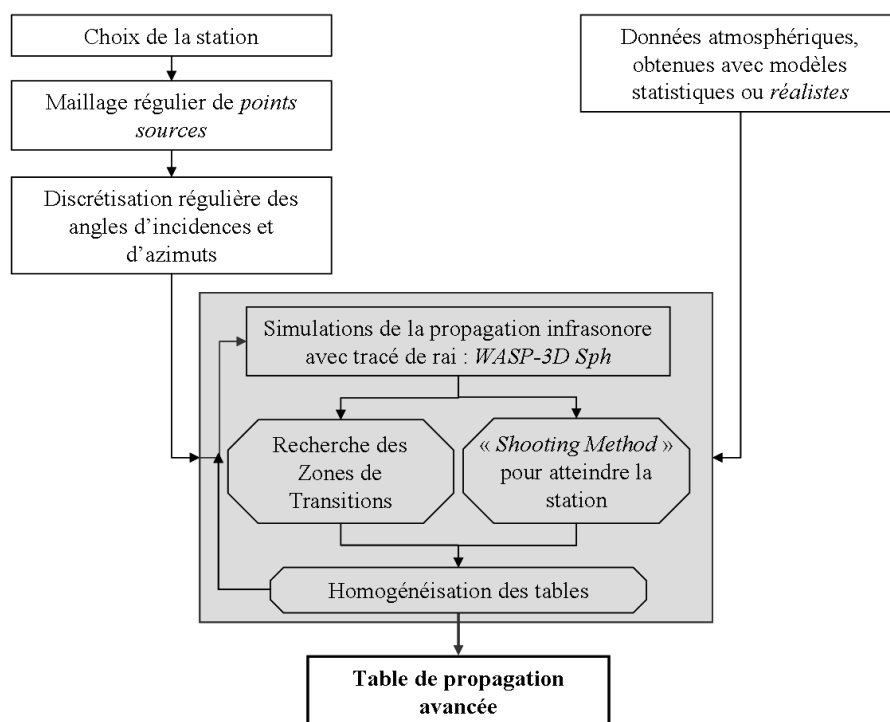


FIG. 3.13 – Synoptique simplifié de la construction des tables globales avancées.

La figure 3.13 illustre les principales étapes de la construction des tables avancées<sup>11</sup>. Les deux procédures de *recherche des zones de transition* et *tir au but* sont présentées, respectivement, en section 3.2.2.2 et 3.2.2.3.

### 3.2.1 Axes d'amélioration

Les questions soulevées par l'analyse des tables régulières sont résumées dans deux idées principales :

1. la connaissance de toutes les phases en jeu dans une configuration de propagation donnée (pour une date, une station - donc une zone géographique - et un modèle atmosphérique) ;
2. la connaissance des phases, retombant au sol, les plus proches de la station.

#### • Lister exhaustivement les phases

Quelle que soit la configuration choisie, il existe très souvent une zone de transition. Que celle-ci soit créée par un jet stratosphérique ou troposphérique pour guider les phases en altitude ou vers le sol, elle provoque l'apparition de phases supplémentaires.

<sup>11</sup>La méthodologie des tables avancées fait l'objet d'un papier en préparation [Mialle *et al.*, 2008a].

La figure 3.14 représente les altitudes d'inflexions hautes - altitudes de retour - et basses - altitudes de réflexion - pour un jeu de rai donné et avec une atmosphère caractérisée par un fort jet stratosphérique dans la direction de propagation. Pour chaque rai, les variations extrêmes de chacune des valeurs sont également représentées.

Les différentes familles de rai simulables apparaissent avec leurs domaines d'incidences propres. En frontière de chacun de ces domaines, dans les zones de transitions atmosphériques, des rai aux caractéristiques intermédiaires sont simulés. Ces rai sont inclassables suivant la nomenclature existante [Garcès *et al.*, 2002a; Drob and Garcès, 2002].

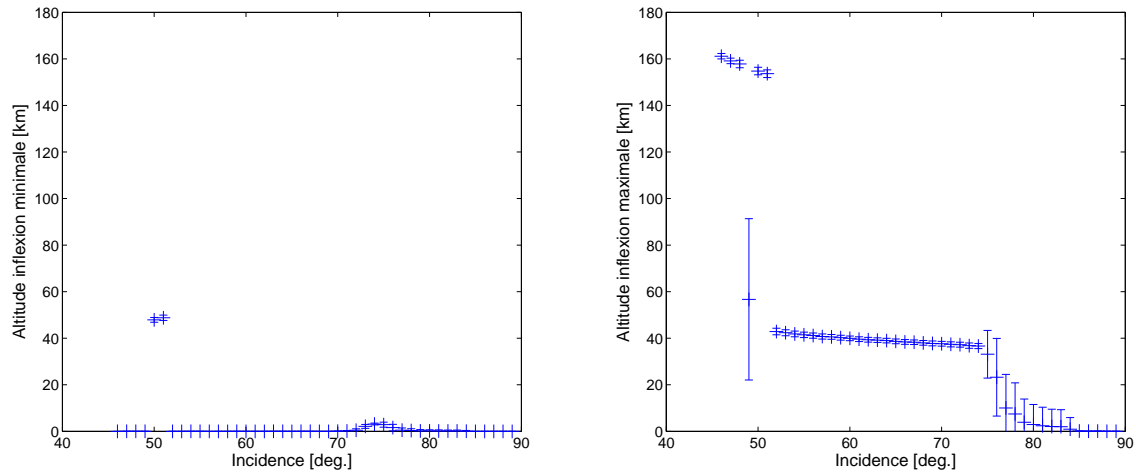


FIG. 3.14 – Variation des altitudes d'inflexion des rai : basses à gauche, et hautes à droite, en fonction des angles d'incidences. La barre d'erreur donne les écarts extrêmes pour chaque valeur.

La figure 3.14 fait ressortir de nombreux rai se réfléchissant au sol, de manière consistante et répétitive (*i.e.* les variations des altitudes de rebonds sont faibles) et se réfractant également de façon régulière aux mêmes altitudes. Ces trajectoires sont attendues et aisément classables parmi les familles de phases bien identifiées ( $Iw$ ,  $Is$  et  $It$ ).

Cependant, il existe des rai beaucoup plus inconstants dans leurs altitudes de réflexions. Ceux-ci se réfléchissent à des altitudes variables, visualisées par des variations importantes des barres d'erreurs. Ces trajectoires sont négligées dans les tables régulières de propagation et sont pourtant bien présentes en étant à l'origine des déviations observées.

L'objectif de la construction des tables de propagation est de prendre en considération toutes les phases simulables, tout en les identifiant avec précision pour les classer selon leurs caractéristiques.

Il est ainsi nécessaire de détecter toutes les zones de transitions, qui génèrent de nombreuses trajectoires non prévisibles a priori. Cette détection est réalisée dans les tables avancées de propagation par une procédure de *recherche des zones de transitions*.

#### • Trouver les trajets approchant le plus les stations

Les rebonds les plus proches des stations permettent de s'assurer que l'information utilisée pour les tables, dans un premier temps, existe (c'est à dire que l'on ne trouve pas de "cases vides" sans chercher à les justifier contrairement aux tables régulières), et dans un second temps, est correcte par défaut<sup>12</sup>.

<sup>12</sup>Par défaut, car la discrétisation des paramètres de rai est inadaptée comme c'est le cas pour les tables régulières.

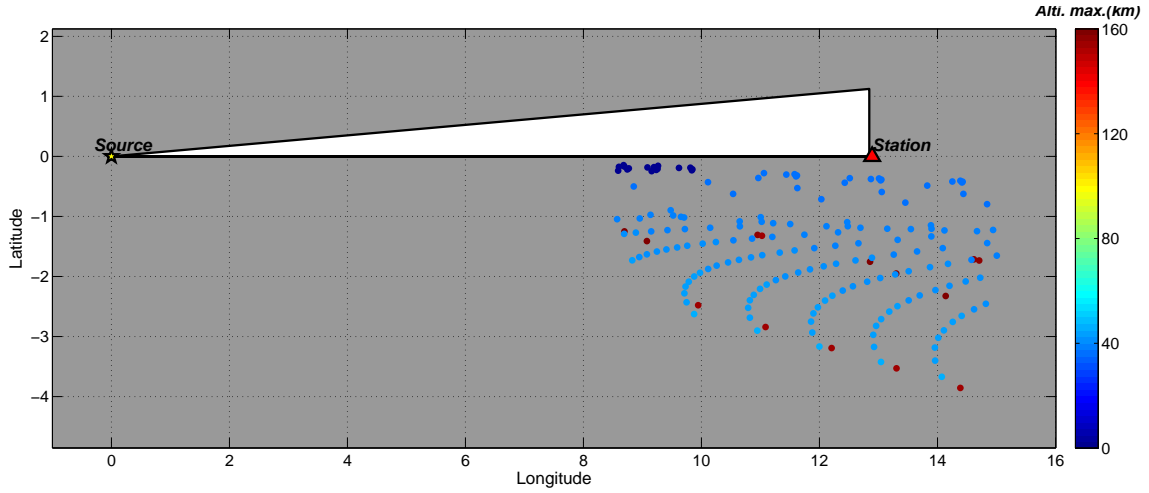


FIG. 3.15 – Positions des rebonds obtenues avec *WASP-3D Sph* en fonction d’une discrétisation régulière en incidence dans deux azimuts distincts (repérés par le triangle blanc). La couleur des rebonds représente l’altitude maximale atteinte par le rai au cours de la trajectoire.

La figure 3.15 est le résultat d’un tir de rayons dans la direction théorique de la station et avec une discrétisation régulière des angles d’incidences.

Puis à partir des positions des rebonds obtenues, une déviation maximale d’azimut est déduite. Un nouveau jeu de rais, avec la même discrétisation en angles d’élévation, est alors lancé dans l’azimut corrigé de la déviation maximale.

Un premier niveau de correction des azimuts est ainsi implémenté.

Les deux azimuts de tir sont identifiés en tant que frontières de la zone vide. Les rebonds simulés sont positionnés géographiquement dans l’espace autour de la station, ils n’atteignent jamais la station, tout au plus ils s’en approchent et restent toujours du même côté de la station.

La couleur de chaque point représente l’altitude maximale atteinte par le rai au cours de la trajectoire. Ainsi, les rais sont déviés variablement, aussi bien d’une trajectoire à l’autre, que d’une famille de phase à une autre.

Cette figure présente la difficulté rencontrée pour atteindre de manière efficace la station. Il est nécessaire de corriger, non seulement, les azimuts mais aussi de vérifier les écarts dans la distance radiale à la station.

Pour contrôler cette proximité de la station, il faut agir sur les paramètres d’émission des rais.

Une procédure de *tir au but* peut être mise en place pour chercher les trajectoires de rais s’approchant au plus près de la station. Celle-ci doit alors prendre en considération les trajectoires les unes après les autres et non chercher à corriger globalement les effets de l’atmosphère, ce qui est logique étant données les fortes variations des champs de vents avec l’altitude, qui influencent différemment chaque trajectoire.

### 3.2.2 Méthodologie

Compte tenu, d’un côté, de toutes les remarques faites sur les spécificités de la propagation des infrasons, et de l’autre de toutes les questions soulevées par les tables globales régulières, le besoin de tables globales avancées est défini. La méthode retenue pour obtenir de tels résultats fait l’objet des paragraphes suivants.

### 3.2.2.1 Carte d'identité du rai

Le préalable, et pré-requis, à la démarche de construction de tables globales avancées est la connaissance de toutes les caractéristiques de la trajectoire du rai, de son histoire depuis la source jusqu'au point traité - en l'occurrence un rebond ou une réfraction basse altitude. Pour ce faire, une *carte d'identité du rai* est créée, enregistrée et mise à jour tout au long de la "vie" du rai.

L'implémentation de cette carte d'identité du rai facilite le remplissage élément à élément du maillage, pour toutes les phases identifiées jusqu'alors<sup>13</sup> ou en enrichissant, si besoin est, le nombre de phases. La construction de la carte d'identité du rai et la sauvegarde des informations la composant sont nécessaires pour comparer, à chaque étape, l'existence de la famille de phase à laquelle appartient la trajectoire considérée.

Cette sauvegarde d'information permet de mettre à jour la table de propagation qui lui est dédiée et de calculer des statistiques pour caractériser les familles de trajectoires plus finement<sup>14</sup>.

Les informations sauvegardées listent toutes les caractéristiques qui aident à différencier les phases les unes des autres.

La carte d'identité du rai transporte ainsi les informations suivantes pendant toute la durée des simulations :

- L'indice du *point source* auquel le rai est associé : sans lui la carte d'identité est totalement inutilisable ;
- L'altitude de réfraction moyenne du rai (moyenne des différentes altitudes de réfraction du rai - si plusieurs réfraction en altitude) ;
- La déviation standard des altitudes de réfractions : information sur l'homogénéité de la phase ou premier indice de conversion de phases ;
- L'altitude moyenne des rebonds (moyenne sur l'altitude des réfractions basses ou rebonds) ;
- La déviation standard de l'altitude des rebonds : second indice de conversion de phases ;
- Le nombre de rebonds subis par le rai ;
- Les positions des rebonds ;
- Les temps de vol séparant la source des rebonds ;
- La vitesse horizontale ou célérité du rai ;
- La distance horizontale parcourue par le rai (relier aux deux paramètres précédents) ;
- L'atténuation subie par le rai depuis son origine ;
- La déviation d'azimut simulée au rebond, par rapport à l'angle initial du tir ;
- Les angles d'incidence et d'azimut : les paramètres d'émission du rai ;
- L'altitude maximale rencontrée pour le rai, cette information permet de faire une première analyse rapide.

À partir de cette carte d'identité, les familles des rayons sont facilement comparables et interprétables.

### 3.2.2.2 Détection des zones d'ombre ou zones de transition

La recherche et la détection des zones d'ombres sont réalisées en plusieurs étapes, à partir de l'évaluation de la distance séparant deux rais successifs (supposés proches), le suivi de l'évolution de cette distance et enfin une étape de décision.

<sup>13</sup>Pour les phases listées jusqu'à cette itération dans les simulations.

<sup>14</sup>Le rai remplit-il tous les critères souhaités ? Altitudes maximale atteinte et de rebond, dans des gammes de déviations standards jugées acceptables, son ordre de rebond est-il également compatible ?

### • Évaluation de la distance séparant deux rais au cours du temps

Cette distance est définie de la manière suivante dans notre cas 3D en coordonnées sphériques, pour deux points *i.e.* positions de deux rais différents, situés en altitude) :

$$d = \left\{ \mathbf{q}_\rho^c(t)^2 + \mathbf{q}_\rho^v(t)^2 - 2 \mathbf{q}_\rho^c(t) \mathbf{q}_\rho^v(t) \times \right. \\ \left. \left( \sin \mathbf{q}_\theta^v(t) \sin \mathbf{q}_\theta^c(t) \cos \left( \mathbf{q}_\phi^v(t) - \mathbf{q}_\phi^c(t) \right) + \cos \left( \mathbf{q}_\theta^v(t) \right) \cos \left( \mathbf{q}_\theta^c(t) \right) \right) \right\}^{1/2} \quad (3.3)$$

où :

- $\mathbf{q}_\rho^c, \mathbf{q}_\theta^c, \mathbf{q}_\phi^c$  : vecteur position du rai central *c* (en fonction du temps *t*) ;
- $\mathbf{q}_\rho^v, \mathbf{q}_\theta^v, \mathbf{q}_\phi^v$  : vecteur position du rai voisin *v* (en fonction du temps *t*)

### • Récupération des temps de vol

*WASP-3D Sph* est, initialement, un outil de tracé de rayons dont le paramètre d'échantillonnage  $\nu$  est fonction de la distance. Cependant afin de simplifier la comparaison entre deux rais voisins, l'outil *WASP-3D Sph* est modifié pour avancer avec un pas de temps constant plutôt qu'un pas constant en distance (section 2.2.5). Cette transformation permet alors de comparer aisément, rapidement et directement les deux rais à des temps comparables et évite de passer par des calculs supplémentaires pour estimer la position du rai en fonction d'un temps voulu.

Le gain de temps de calcul en réalisant ce changement est notable, lié aux opérations annexes pour comparer les rais, et est la principale motivation de cette modification.

### • Décision sur la présence d'une zone d'ombre

Le critère principal reste donc la distance séparant deux rais (appelés rai central et son pendant, le rai voisin) en fonction du temps de vol, mais certains paramètres de contrôles sont nécessaires afin d'éviter de manquer certaines transitions de phases ou, au contraire, d'en relever un trop grand nombre, par exemple en séparant des rais qui ne sont que simplement décalés temporellement, ce décalage pouvant s'apparenter à un déphasage.

Les **critères** de détection des zones d'ombre intégrés à la procédure sont donc :

- *Critère sur la distance* : la distance maximale séparant deux rais ne peut excéder une valeur seuil dépendant directement de l'altitude maximale atteinte par le rai central ou plutôt, si le rai est guidé en altitude, la différence entre altitude maximale et minimale (hors altitude de la source).

Ce premier critère a pour objectif de "dégrossir" la recherche de zones de transitions, le but ici est de relever une possible zone de transition liée à un saut de phase. Une bonne valeur se situe alors dans un intervalle aidant à percevoir les sauts de phases entre les grandes familles troposphériques (altitude maximale inférieure à 15 - 20 kilomètres), stratosphériques (entre tropopause et 65 kilomètres) et thermosphériques (au delà de la mésopause). Ce critère est donc à la fois le plus important, car il trie les rais, mais aussi le plus lâche, car aucune conclusion définitive ou non réversible ne peut en être obtenue ;

- *Critère sur l'altitude maximale* : En fonction de la résolution des champs atmosphériques, notamment, la valeur de l'altitude du premier point de donnée est variable pour les modèles semi-empirique. Il est possible de créer des rais artificiels pour les couches les plus basses de l'atmosphère. Ce critère permet d'éviter la surmultiplication des zones de transitions dans ces régions. Les altitudes maximales atteintes par les rais centraux et leurs voisins ne peuvent être inférieures à une valeur seuil, typiquement de l'ordre d'une longueur d'onde.



De plus, pour les phases troposphériques les plus basses, le nombre de rebonds augmente très rapidement, ce qui pose un problème avec le découpage en ordre de rebond pour les tables. Ces phases si elles sont simulables sur de grandes distances, perdent très fortement en intensité de par la dispersion liée aux nombres de réfractions subies, elles ne sont donc pas prises en compte ;

- *Critère de familles de rais* : il s'agit d'un critère affiné sur l'altitude déduit des altitudes de réfraction extrêmes moyennées, ainsi que sur les déviations standards de ces valeurs. Le but est simplement de contraindre la trajectoire du rai et de l'identifier précisément pour l'assimiler à une famille (voire sous famille) de rais. Aucune ambiguïté ne doit être possible entre un rai stratosphérique et un rai thermosphérique, et toutes les conversions de phases doivent être détectées et cataloguées ;
- *Critère du nombre de rebonds* : lorsque la différence en nombre de rebonds entre les deux rais considérés est supérieure à deux, la détection d'une *zone de transition* est automatique. En effet, les grandeurs caractéristiques de propagation varient pour un même rai d'un rebond à un autre. Les rais appartenant à une même famille de phase mais affichant un ordre de rebonds différent sont alors traités comme des phases distinctes dans les simulations, qui ont chacune leur propres zones de transition ;
- *Critère affiné du nombre de rebonds* : lorsque le nombre de rebonds est égal à un, on recherche précisément la distance séparant les différents rebonds pour connaître l'importance du décalage entre les rais<sup>15</sup>) pour décider si les trajectoires se distinguent suffisamment pour être séparée.

À partir de cette procédure, nous obtenons donc, les différentes incidences de détections des sauts de phases ou zones d'ombres.

### 3.2.2.3 Atteindre la station : tir au but

La question du tir au but, ou du lancer de rai à proximité de la station, revient à résoudre un problème de valeurs initiales. Les données initiales du problème étant les paramètres d'émission des rais (soit les angles  $\alpha$  azimut et  $i$  incidence), le système peut alors être résolu en utilisant une "*shooting method*".

Cette méthode s'articule en trois étapes, tout d'abord le tracé de *rayons centraux*, puis de *rais voisins*, qui sont des rais dont les paramètres initiaux sont simplement ceux des rais centraux avec de faibles perturbations. Et enfin, une dernière étape qui consiste à linéariser le problème à partir des résultats des deux premières étapes pour obtenir les paramètres recherchés.

#### ⇒ Adaptation de la méthode

- **Les premiers tirs** sont effectués pour des rayons avec des paramètres d'émission initialement définis. En l'occurrence, l'évolution des paramètres d'émission est contrôlée, par défaut lorsqu'il n'y a pas de détection de transition de phase, par des *pas fixes* en angles d'incidence, comme pour la cas des tables régulières.

La base de paramètres d'émission est ainsi définie :

1. Vecteur incidence :  $i^{(1)} = \{i_k^{(1)} ; k = [1, n_i]\}$  (vecteur incidence de dimension  $n_i$ ) ;
2. Vecteur azimut :  $\alpha^{(1)} = \{\alpha_l^{(1)} ; l = [1, n_\alpha]\}$  (vecteur azimut de dimension  $n_\alpha$ ).

<sup>15</sup>Le décalage entre des rais peut être considéré comme un déphasage.

La recherche des inflexions permet d'identifier la position des rebonds de ces rais - aussi appelés *rais centraux* - et le vecteur reprenant la position des rebonds lié à un rai est archivé. En notant  $\nu$  le paramètre d'échantillonnage du rai, la position de rebond est alors obtenue pour une itération  $\nu$  où l'altitude du rebond est nulle<sup>16</sup> :  $\nu(q_\rho^c = R_T)$ .

On peut alors écrire la matrice 3.4 pour toutes les positions des rebonds de tous les rais centraux :

$$\mathbb{Q}^c(\alpha^{(1)}, i^{(1)}, \nu(q_\rho^c = R_T)) = \left\{ q_m(i_k^{(1)}, \alpha_l^{(1)}); k = [1, n_i], l = [1, n_\alpha], m = [1, n_{rbd}] \right\} \quad (3.4)$$

Avec  $n_{rbd}$  le nombre de rebonds du rai.

Généralement, les rais n'atteignent pas la cible (en l'occurrence le récepteur) et ainsi la distance  $\mathbf{d}(\alpha^{(1)}, i^{(1)})$  entre le récepteur (la station) et les points au sol atteints par les rais (les rebonds) n'est pas négligeable.

Cette distance s'exprime sous la forme :

$$\begin{aligned} \mathbf{d}(\alpha^{(1)}, i^{(1)}) &= q^c(\alpha^{(1)}, i^{(1)}, \nu(q_\rho^c = R_T)) - q^{station} \\ &= R_T \arccos\left(\cos q_\theta^c \cos q_\theta^{station} + \sin q_\theta^c \sin q_\theta^{station} \cos(q_\phi^c - q_\phi^{station})\right) \end{aligned} \quad (3.5)$$

Où  $q^c(\alpha^{(1)}, i^{(1)}, \nu(q_\rho^c = R_T))$  est un élément de la matrice  $\mathbb{Q}^c$ . Cependant, seul le rebond le plus proche de la station est intéressant dans ce cadre.

- **Les seconds tirs** sont réalisés simplement en perturbant les paramètres d'émission de la première série de tirs par de faibles quantités, soit  $\delta\alpha$  la perturbation en azimuth et  $\delta i$  la perturbation en incidence.

De la même manière, les nouveaux paramètres d'émission s'écrivent :

1. Vecteur incidence :  $i^{(2)} = \{i_k^{(2)}; k = [1, n_i]\}$ ;
2. Vecteur azimuth :  $\alpha^{(2)} = \{\alpha_l^{(2)}; l = [1, n_\alpha]\}$ .

De plus, ces vecteurs peuvent être exprimés directement en fonction des paramètres des premiers tirs et des perturbations, ce qui donne respectivement :

1.  $i^{(2)} = i^{(1)} + \delta i$ ;
2.  $\alpha^{(2)} = \alpha^{(1)} + \delta\alpha$ .

Avec identiquement à la matrice 3.4, la matrice position du rai voisin lors du rebond du rai central :

$$\mathbb{Q}^v(\alpha^{(2)}, i^{(2)}, \nu(q_\rho^v = R_T)) = \left\{ q_m(i_k^{(2)}, \alpha_l^{(2)}); k = [1, n_i], l = [1, n_\alpha], m = [1, n_{rbd}] \right\} \quad (3.6)$$

De la même façon, nous en déduisons la distance  $\mathbf{d}(\alpha^{(2)}, i^{(2)})$  entre les rebonds voisins et la station :

$$\begin{aligned} \mathbf{d}(\alpha^{(2)}, i^{(2)}) &= q^v(\alpha^{(2)}, i^{(2)}, \nu(q_\rho^v = R_T)) - q^{station} \\ &= R_T \arccos\left(\cos q_\theta^v \cos q_\theta^{station} + \sin q_\theta^v \sin q_\theta^{station} \cos(q_\phi^v - q_\phi^{station})\right) \end{aligned} \quad (3.7)$$

---

<sup>16</sup>En pratique dans *WASP-3D Sph*, le rebond se situe dans une boîte entre le sol et une altitude maximale d'intégration - boîte d'intégration (section 2.4.2.1) - la recherche des points d'inflexion est alors effectuée sur des intervalles de positions successives du rai.

- **La troisième étape** consiste alors à *quasi-linéariser* le problème.

L'hypothèse est ici faite que les distances  $\mathbf{d}(\alpha^{(1)}, i^{(1)})$  et  $\mathbf{d}(\alpha^{(2)}, i^{(2)})$  dépendent linéairement des paramètres d'émission  $(\alpha^{(1)}, i^{(1)})$  et  $(\alpha^{(2)}, i^{(2)})$ .

Ce qui rend alors possible l'obtention des nouveaux paramètres d'émission  $(\alpha^{(3)}, i^{(3)})$  supposés atteindre la station. Le but de la procédure est de minimiser la distance  $\mathbf{d}(\alpha^{(3)}, i^{(3)})$  et, idéalement, de la faire tendre vers une valeur nulle, donc de superposer la position du rebond du rai sur celle de la station.

$$\mathbf{d}(\alpha^{(3)}, i^{(3)}) \rightarrow 0 \quad (3.8)$$

Les incidences corrigées s'expriment alors en fonction des informations recueillies lors des deux premiers jeux de tirs :

$$i^{(3)} = i^{(1)} - \mathbf{I}^{-1} \mathbf{d}(\alpha^{(1)}, i^{(1)}) \quad (3.9)$$

Avec  $\mathbf{I}$  pour :

$$\begin{aligned} \mathbf{I} &= \frac{q(\alpha^{(2)}, i^{(2)}, \nu(q_\rho^v = R_T)) - q(\alpha^{(1)}, i^{(1)}, \nu(q_\rho^c = R_T))}{i^{(2)} - i^{(1)}} \\ &= \frac{q^v(\nu(q_\rho^v = R_T)) - q^c(\nu(q_\rho^c = R_T))}{\delta i} \\ &= \frac{\delta q(\nu(q_\rho^c = R_T))}{\delta i} \end{aligned} \quad (3.10)$$

Les azimuts corrigés s'expriment également en fonction des informations recueillies lors des deux premiers jeux de tirs :

$$\alpha^{(3)} = \alpha^{(1)} - \mathbf{A}^{-1} \mathbf{d}(\alpha^{(1)}, i^{(1)}) \quad (3.11)$$

Avec  $\mathbf{A}$  pour :

$$\begin{aligned} \mathbf{A} &= \frac{q(\alpha^{(2)}, i^{(2)}, \nu(q_\rho^v = R_T)) - q(\alpha^{(1)}, i^{(1)}, \nu(q_\rho^c = R_T))}{\alpha^{(2)} - \alpha^{(1)}} \\ &= \frac{q^v(\nu(q_\rho^v = R_T)) - q^c(\nu(q_\rho^c = R_T))}{\delta \alpha} \\ &= \frac{\delta q(\nu(q_\rho^c = R_T))}{\delta \alpha} \end{aligned} \quad (3.12)$$

En rendant la démarche itérative, la contrainte sur les paramètres d'émission est accrue et il est alors possible de s'approcher de la station avec un degré de précision souhaité.

Il faut ajouter que cette procédure de tir au but est menée pour toutes les phases rencontrées aux cours des simulations. La recherche d'un ou plusieurs rais s'approchant de la station doit être effectuée pour toute phase simulable, chacune de ces phases ayant des domaines de paramètres d'émission qui lui sont propres.

### $\Rightarrow$ Choix pour l'implémentation

La mise en oeuvre de la procédure de tir au but dans *WASP-3D Sph* implique la prise en compte de différents cas de figures (la possible utilisation des *rais paraxiaux*) ainsi que d'un module d'appariement (ou identification) de phases pour les différents rais.

L'implémentation d'une telle méthode dans l'outil de tracé de rai peut ainsi s'effectuer de deux manières, soit en :

1. utilisant les rais paraxiaux, qui sont des rais *très* proches des rais centraux, pour la seconde étape ;
2. tirant deux rais *simultanément*, un rai central et un rai qui lui est proche (rai voisin). Ces deux rais sont alors utilisés, respectivement en étape une et deux de la procédure de tir au but.

• **La première configuration** : avec *prise en compte des rais paraxiaux*

Dans cette approche, les rais centraux correspondent aux rais principaux et les rais voisins sont les rais paraxiaux. Les rais paraxiaux sont des rais *très* proches des rais centraux, ils sont en réalité quasi identiques aux centraux à ceci près qu'ils subissent initialement des perturbations d'impulsions.

Par analogie avec la méthode de tir au but, les quantités de variations des positions entre les rais  $\delta q(\nu(q_\rho^c = R_T))$  peuvent alors s'exprimer en fonctions des rais paraxiaux  $\vec{y}^{p_i}$  (où  $i$  est l'indice du rai paraxial) :  $\vec{y}^{p_i} = \{\vec{q}^{p_i}, \vec{p}^{p_i}\}$

On considère alors que l'écart entre rai central et voisin s'exprime en fonction des perturbations paraxiales :

$$\delta q = \delta q^{p_i} \quad \forall \nu(q_\rho^c = R_T) \quad (3.13)$$

Les rais paraxiaux sont déduits des trajectoires paraxiales, ainsi trois trajectoires paraxiales sont nécessaires pour construire les deux rais paraxiaux utilisés pour évaluer la section du tube de rai (section 2.2.3).

Soit  $j$  l'indice de la trajectoire paraxiale, notée  $\tau^j$  ( $j \in [1, 3]$ ). Les rais paraxiaux, notés  $p_i$  ( $i \in [1, 2]$ ), s'exprimeront alors :

$$\begin{cases} \delta \vec{y}^{p_1} = p_\phi^c \delta \vec{y}^{\tau_2} - p_\theta^c \delta \vec{y}^{\tau_3} \\ \delta \vec{y}^{p_2} = p_\phi^c \delta \vec{y}^{\tau_1} - p_\rho^c \delta \vec{y}^{\tau_3} \end{cases} \quad (3.14)$$

On peut obtenir les quantités perturbées des paramètres d'émission  $(\delta \alpha^i, \delta i^i)$  en fonction des paramètres d'émission initiaux des rais principaux  $(\alpha^c, i^c)$  et des paramètres d'émission initiaux des rais paraxiaux  $(\alpha^p, i^p)$ .

Ces dernières quantités peuvent être déduites des vecteurs lenteurs des rais centraux  $(\vec{p}^c)$  et des vecteurs lenteurs des paraxiaux associés  $(\vec{p}^p)$ . En effet, initialement le vecteur lentueur du rai central est :

$$\vec{p}^c = \begin{Bmatrix} p_\rho^c = p^c \cos i^c \\ p_\theta^c = p^c q_\rho^c \sin i^c \cos \alpha^c \\ p_\phi^c = p^c q_\rho^c \sin i^c \sin \alpha^c \end{Bmatrix} \quad (3.15)$$

Où  $p^c = \sqrt{(p_\rho^c)^2 + \left(\frac{1}{q_\rho^c} p_\theta^c\right)^2 + \left(\frac{1}{q_\rho^c \sin q_\theta^c} p_\phi^c\right)^2}$  est la norme de  $\vec{p}^c$ <sup>17</sup>.

Les paramètres d'émission des paraxiaux  $(\alpha^{p_i}, i^{p_i})$  peuvent être définis à partir de son vecteur lentueur :

$$\vec{p}^{p_i} = \begin{Bmatrix} p_\rho^{p_i} = p^{p_i} \cos i^c \\ p_\theta^{p_i} = p^{p_i} q_\rho^{p_i} \sin i^{p_i} \cos \alpha^{p_i} \\ p_\phi^{p_i} = p^{p_i} q_\rho^{p_i} \sin i^{p_i} \sin \alpha^{p_i} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} p_\rho^c + \delta p_\rho^i \\ p_\theta^c + \delta p_\theta^i \\ p_\phi^c + \delta p_\phi^i \end{Bmatrix} \quad (3.16)$$

<sup>17</sup>À noter :  $p^c \neq p_r^c$  où  $p_r^c$  est le paramètre de rai du rai central.

Avec les quantités perturbations du vecteur lentur :  $\left\{ \begin{array}{c} \delta p_\rho^i \\ \delta p_\theta^i \\ \delta p_\phi^i \end{array} \right\}$  et  $i \in [1, 2]$ .

Les paramètres d'émission des paraxiaux sont, de plus, reliés aux paramètres d'émission du rai central par :

$$\begin{cases} i^{p_i} = i^c + \delta i^i \\ \alpha^{p_i} = \alpha^c + \delta \alpha^i \end{cases} \quad i \in [1, 2] \quad (3.17)$$

Où  $(\delta \alpha^i, \delta i^i)$  sont les perturbations des paramètres d'émission recherchées, qui sont évaluées par la méthode de tir au but.

De manière homogène on obtient les perturbations des paramètres d'émission, à partir des informations des rais paraxiaux et centraux :

$$\begin{cases} \delta i^i = \arctan \left( \frac{p_\theta^{p_i}}{q_\rho^c p_\rho^{p_i} \cos \left( \arctan \left( \frac{p_\phi^{p_i}}{p_\theta^{p_i} \sin q_\theta^c} \right) \right)} \right) - i^c \\ \delta \alpha^i = \arctan \left( \frac{p_\phi^{p_i}}{p_\theta^{p_i} \sin q_\theta^c} \right) - \alpha^c \end{cases} \quad (3.18)$$

L'intérêt d'une telle méthode est qu'elle n'engendre pas d'augmentation importante en coût de calcul étant donné que les trajectoires paraxiales sont calculées par défaut dans *WASP-3D Sph*.

### Limitations

L'approche paraxiale est attrayante de part le faible coup de calcul ajouté.

Cependant, la très grande proximité des deux rais donne une tendance à suivre pour estimer les paramètres d'émission qui atteindront (ou à défaut s'approcheront) de la station.

Les nouveaux paramètres d'émission obtenus par cette méthode sont alors plus éloignés des paramètres des rais centraux et paraxiaux, que ne le sont ces deux rais initialement. Or la méthode de *tir au but* suppose un milieu relativement homogène pour approximer une solution. Autrement dit, il n'est pas possible de linéariser (ou plutôt quasi-linéariser) le problème en considérant cette approche.

Or le milieu est globalement hétérogène, ainsi pour utiliser la méthode de tir au but, l'hypothèse est faite que le milieu est localement (à l'échelle des rais voisins) homogène.

Cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée, mais des procédures de contrôle de la similarité des rais tirés permettent de s'en assurer avant d'implémenter la recherche des nouveaux paramètres d'émission (section 3.2.2.4).

Dans le cas de l'utilisation des rais paraxiaux comme rais voisins, la similarité est avérée (le rai paraxial est un rai *infinitement* voisin du rai central). En revanche, la distance séparant le rebond considéré du rai central avec la station est *infinitement* grande devant la séparation entre rai central et rai paraxial. La procédure de tir au but génère ainsi des paramètres d'émission très différenciés des paramètres d'émission du rai central, la perspective de traverser l'une des nombreuses caustiques est donc accrue et rend cette méthode difficile à stabiliser.

La convergence de la solution vers la station n'est donc pas du tout assurée. Tout comme il est difficile de prendre une décision pour faire évoluer les paramètres d'émission des rais, lorsque les paramètres obtenus par la méthode de tir au but sortent du domaine d'émission de la phase considérée.

- **La seconde configuration** : les tirs d'un rai central et de son voisin

Cette seconde solution est obtenue en tirant un second rai, voisin du rai central. Un rai supplémentaire est donc nécessaire, contrairement à l'approche paraxiale, celui-ci fait donc augmenter les temps de calculs des simulations.

L'implémentation suivie, au delà du rai supplémentaire à lancer, diffère peu de celle de la méthode précédente.

### Limitations

Cette méthode est effectivement plus coûteuse en calculs que l'approche avec le paraxiale. Cependant, elle présente l'avantage de donner une estimation plus fiable de l'homogénéité de l'atmosphère en tirant deux rais plus éloignés l'un de l'autre.

Cette procédure est ainsi plus flexible et doit générer un nombre d'itération plus faible. L'écart de distance entre les rebonds des deux rais est d'un ordre de grandeur comparable à la distance entre les rebonds et la station. Les nouveaux paramètres d'émission estimés par la méthode de tir au but s'éloignent alors moins des paramètres d'émission des rais centraux et voisins, contrairement à la méthode avec le rai paraxial.

Le nombre de cas mal contraints, bien que toujours non négligeable, est fortement diminué.

### Conclusion

La seconde méthode, faisant intervenir un rai central et un voisin, est plus robuste. Elle offre un meilleur compromis relatif à l'hétérogénéité du milieu.

Afin de rendre la procédure de tir au but (ou *shooting method*) moins aléatoire, il est intéressant de s'appuyer sur les résultats déjà obtenus. En effet, la recherche des zones de transitions a nécessité l'envoi de nombreux rais qui se sont dirigés vers la station et se sont réfléchi aléatoirement autour, à plus ou moins grandes distances, de celle-ci.

Il est possible d'utiliser cette connaissance *a priori* pour contraindre le problème. Idéalement les réflexions encadrent la station, ce qui simplifie le problème et offre la solution. Et lorsque cela n'est pas le cas, il est au moins possible de s'appuyer sur une ou plusieurs réflexions proches.

#### 3.2.2.4 Implémentation dans *WASP-3D Sph*

Afin de pouvoir mettre en place les procédures de recherche des *zones de transitions* et de *tir au but*, certains modules doivent être mis en place dans l'outil *WASP-3D Sph*.

- **Appariement numérique des phases**

Tout d'abord, afin de pouvoir comparer différents rais entre eux, quels que soient leurs domaines d'émission, la question de l'appariement des phases doit être considérée.

La motivation ici est de connaître le **degré de similarité** de deux trajectoires distinctes. Pour ce faire, l'écart entre les cartes d'identités des rais est considéré, notamment les comparaisons des altitudes de réfractions minimales (rebonds) et maximales (altitudes atteintes à l'apogée des trajectoires), ainsi que les valeurs de déviations standards de ces deux grandeurs, enfin le nombre de rebonds de chaque rai.

Tant que l'écart entre les cartes d'identité des rais demeure faible, les conditions de l'appariement des phases sont remplies. Et il est alors nécessaire de garder trace de cet appariement pour la phase considérée.

Un module contrôlant l'appariement des phases est ainsi implémenté. Ce module transcrit numériquement les seuils et critères pour établir le degré de similarité entre deux rais.



Des pondérations entrent en jeu, par ordre de priorité, sur :

1. la similarité des altitudes moyennes et maximales de réfraction haute : c'est le premier critère pour séparer des rais appartenant à des familles distinctes, typiquement lorsque les écarts d'altitude dépassent la longueur d'onde  $\lambda = c/f$ , l'appariement des phases devient impossible ;
2. la similarité des altitudes moyennes et minimales de réflexion : le but est de traquer les ondes guidées en altitude, pratiquement lorsque les écarts sont supérieurs à la distance séparant le sol du premier point de mesure atmosphérique (étant donné l'implémentation possible de différents modèles atmosphériques, le choix se porte sur la précision des modèles semi-empiriques, de l'ordre du kilomètre) ;
3. la similarité des déviations standards des altitudes de réfractions hautes et basses : si les précédents critères sont insuffisants, un nouveau niveau de contrôle de l'appariement est lié à la dérive des valeurs d'altitudes de réfractions (de l'ordre de la précision des modèles atmosphériques) ;
4. enfin, la similarité de l'ordre du rebond : comme pour les zones de transitions, l'ordre du rebond est recherché, car il a une influence non négligeable sur les paramètres de propagation (section 3.2.5) et donc, par relation de cause à effet, sur la similarité des rais.

À partir des résultats de ce module, les phases sont donc appariées ou différenciées, ces résultats viennent enrichir une matrice de traçabilité du nombre de phases distinctes détectées dans les simulations, ainsi que des informations caractéristiques de chaque famille détectée. Cette matrice permet, à chaque nouveau rai, de rechercher un appariement éventuel.

#### • Homogénéisation et traçabilité des tables

Pour répondre aux impératifs d'homogénéisation des tables et de traçabilité des informations générées au préalable, un module de sauvegarde des informations utiles est implémenté. Ainsi pour chaque phase détectée, par la recherche des *zones de transition*, une "carte" des rebonds des rais appartenant à la maille est conservée.

Cette "carte" permet de réaliser le contrôle de l'homogénéisation des données au niveau de la maille et de vérifier le besoin de continuer (ou d'arrêter) les simulations pour cette même maille. C'est donc le premier niveau de statistiques implémenté pour la construction des tables.

### 3.2.3 Résultats et interprétation

#### 3.2.3.1 Synthèse

La figure 3.16 reprend les principales étapes depuis le choix de la station et des modèles atmosphériques jusqu'à l'obtention d'une localisation après fusion des tables.

La construction des tables globales avancées de propagation doit répondre aux questions suivantes :

- a. *Quel est l'objectif final ?* Chercher à remplir les mailles la constituant ;
- b. *Comment remplir ses mailles (encadré vert) ?* En cherchant à adapter les paramètres d'émission des rais ;
- c. *Comment adapter les paramètres d'émission (encadré bleu) ?* Il faut pour cela savoir ce que l'on cherche précisément à obtenir pour décrire la propagation ;
- d. *Quelle est la description attendue de la propagation ?* Le but est de décrire exhaustivement la propagation en considérant toutes les phases infrasonores simulables (module de recherche des zones de transitions) ;
- dbis. *Quelle est la description attendue de la propagation infrasonore ?* De décrire l'espace entourant immédiatement la station (module de tir au but) ;

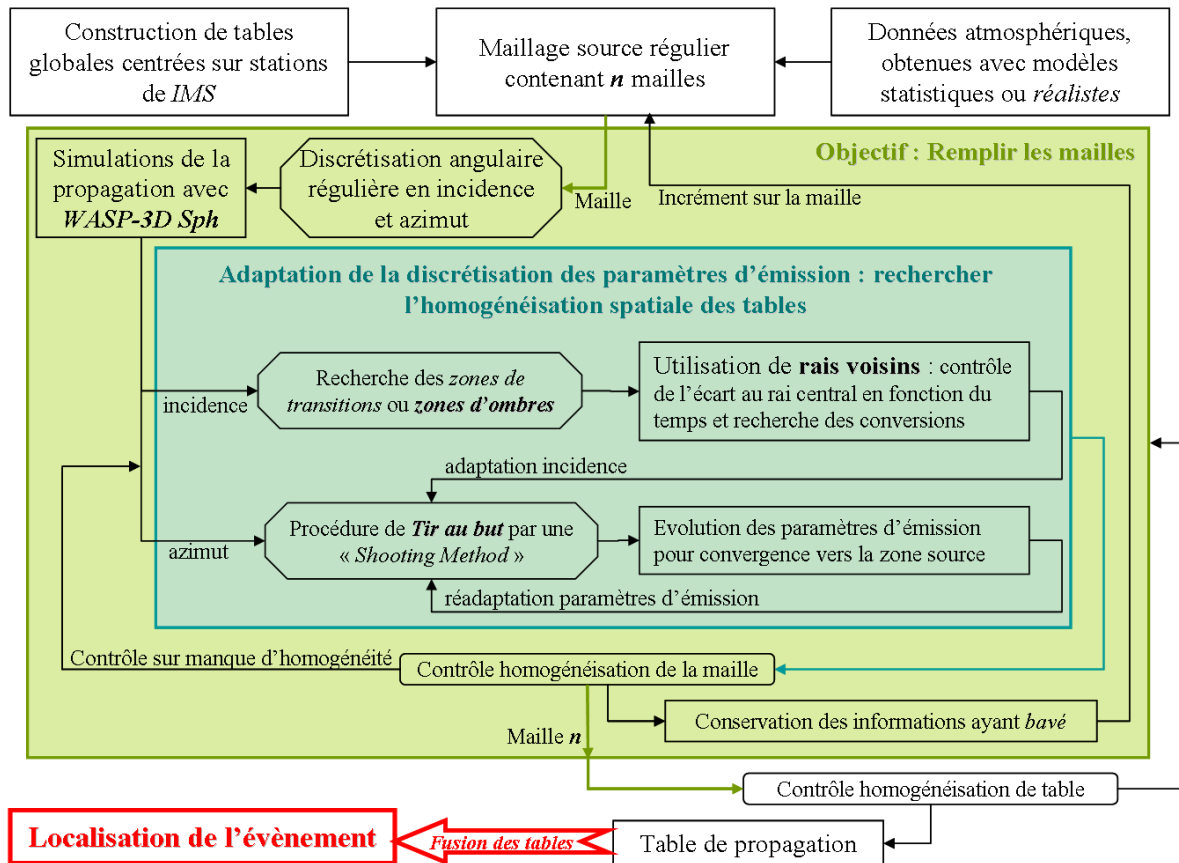


FIG. 3.16 – Synoptique de la construction des tables globales avancées.

e. Finalement, quel est le résultat ? La localisation de la source émettrice d'infrasons.

### 3.2.3.2 Premiers résultats et illustrations

De manière similaire aux tables régulières, les *tables avancées* présentées reprennent les résultats pour la station de Flers, en France, pour le même exemple du 11 décembre 2005, pour les phases stratosphériques.

La figure 3.17 présente les modèles de célérité, de déviations d'azimut, d'altitude de réfraction et d'atténuation.

Le maillage utilisé est identique au maillage généré pour les tables globales régulières.

La figure 3.18 présente l'écart entre les différents rebonds et la position de la station ainsi que le nombre de rebonds considérés dans chaque maille (une maille vide signifie qu'aucun rebond n'est prédit ou qu'il ne remplit pas les critères précédemment fixés) relatif au nombre de rai lancés.

Le nombre de rai lancés pour une cellule augmente considérablement, comparativement aux tables régulières, en raison des actions combinées de la recherche des zones de transitions et de la volonté de tirer des rai à proximité de la station.

Pour ces mêmes raisons, le pourcentage de rai récupérés est assez faible.

Les informations gardées et affichées dans les tables sont des informations vérifiées et fiables, elles correspondent à des rai qui ont vérifié les critères d'appariement des phases et qui rebondissent au plus près de la station.

Afin de maîtriser ces différents paramètres, un nombre important de rais, soit ne sont pas pris en compte, soit sont associés à une autre famille de phase. Ainsi, les rais convertis qui apparaissaient dans les tables régulières peuvent former leurs propres tables de propagation.

Les résultats des phases thermosphériques sont repris dans les figures 3.19 et 3.20.

Les disparités dans les modèles de célérité sont beaucoup plus importantes qu'attendues (nomenclature des phases infrasons en section 1.1.3.3), qu'il s'agisse des phases stratosphériques ou des retours thermosphériques.

Type de Phase	Nomenclature	Tables régulières	Tables avancées
Stratosphérique <i>Is</i>			
valeur basse	280 <i>m/s</i>	230 <i>m/s</i>	230 – 260 <i>m/s</i>
valeur haute	310 <i>m/s</i>	> 330 <i>m/s</i>	325 <i>m/s</i>
Thermosphérique <i>It</i>			
valeur basse	240 – 250 <i>m/s</i>	200 <i>m/s</i>	200 <i>m/s</i>
valeur haute	270 – 280 <i>m/s</i>	> 320 <i>m/s</i>	300 – 330 <i>m/s</i>

TAB. 3.2 – Comparatif des modèles de célérités de la nomenclature des phases [Brown *et al.*, 2002a] avec les résultats des tables régulières et avancées pour la configuration du 11 décembre 2005 avec les modèles *NRL-G2S*.

Pour les premières, les modèles de célérité moyenne s'étendent de 200 à 330 *m/s* et pour les thermosphériques de 230 à 325 *m/s*. Il y a donc superposition des domaines de célérités moyennes, contrairement à ce qui est attendu dans la nomenclature. Cette superposition rend l'identification des phases plus difficile.

Le tableau 3.2 reprend la nomenclature avec les résultats des tables régulières (tableau 3.1) en ajoutant les résultats des tables avancées.

Dans le cas des tables avancées, les valeurs extrêmes relevées peuvent être pondérées par les atténuations estimées (des atténuations élevées rendent la détection improbable).

## Tables avancées stratosphériques : Flers

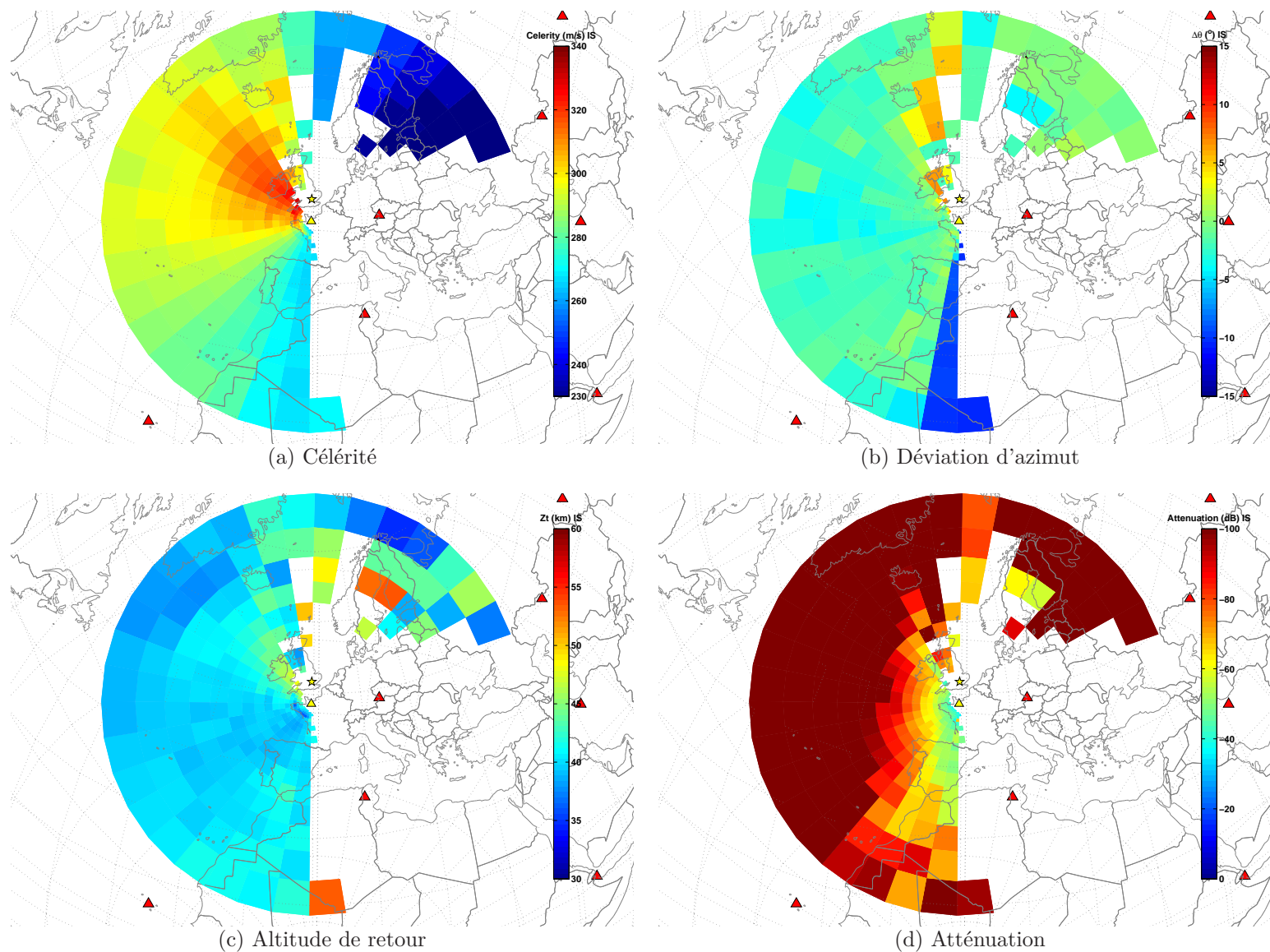


FIG. 3.17 – **Tables avancées** : Ces quatre figures sont centrées à la station de Flers, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour, dans chaque cas, les **phases stratosphériques**.

## Tables avancées stratosphériques : Flers

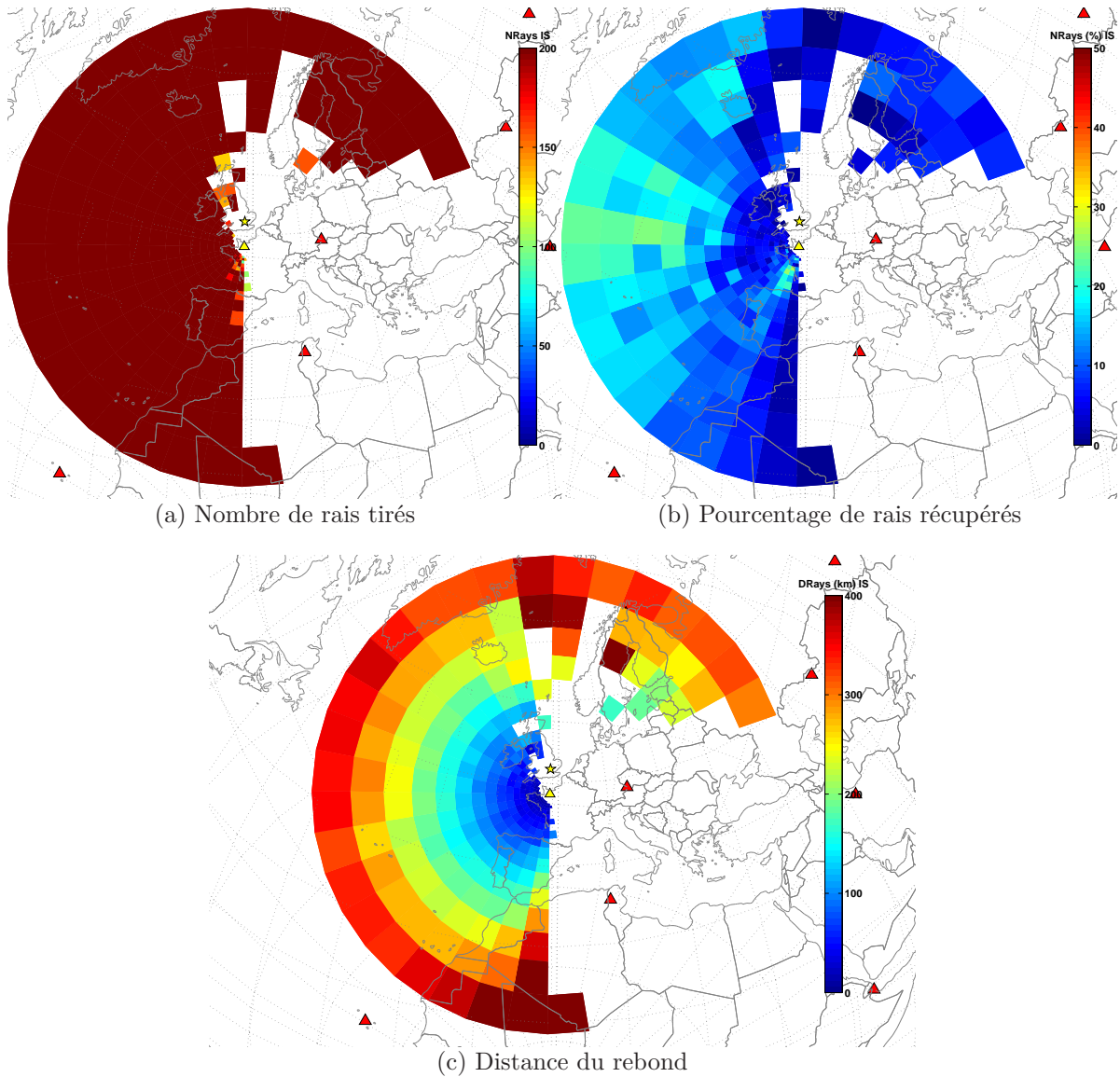


FIG. 3.18 – Tables avancées : cas de Flers, 11 décembre 2005, 6 : 00 *TU* avec les modèles *NRL-G2S* et pour les phases **stratosphériques**. La figure représente (a) le nombre de rai tiré initialement, (b) le pourcentage de rai récupérés dans la boîte (par rapport au nombre lancé) et (c) la distance moyenne entre rebond et la station (centre de la boîte)



## Tables avancées thermosphériques : Flers

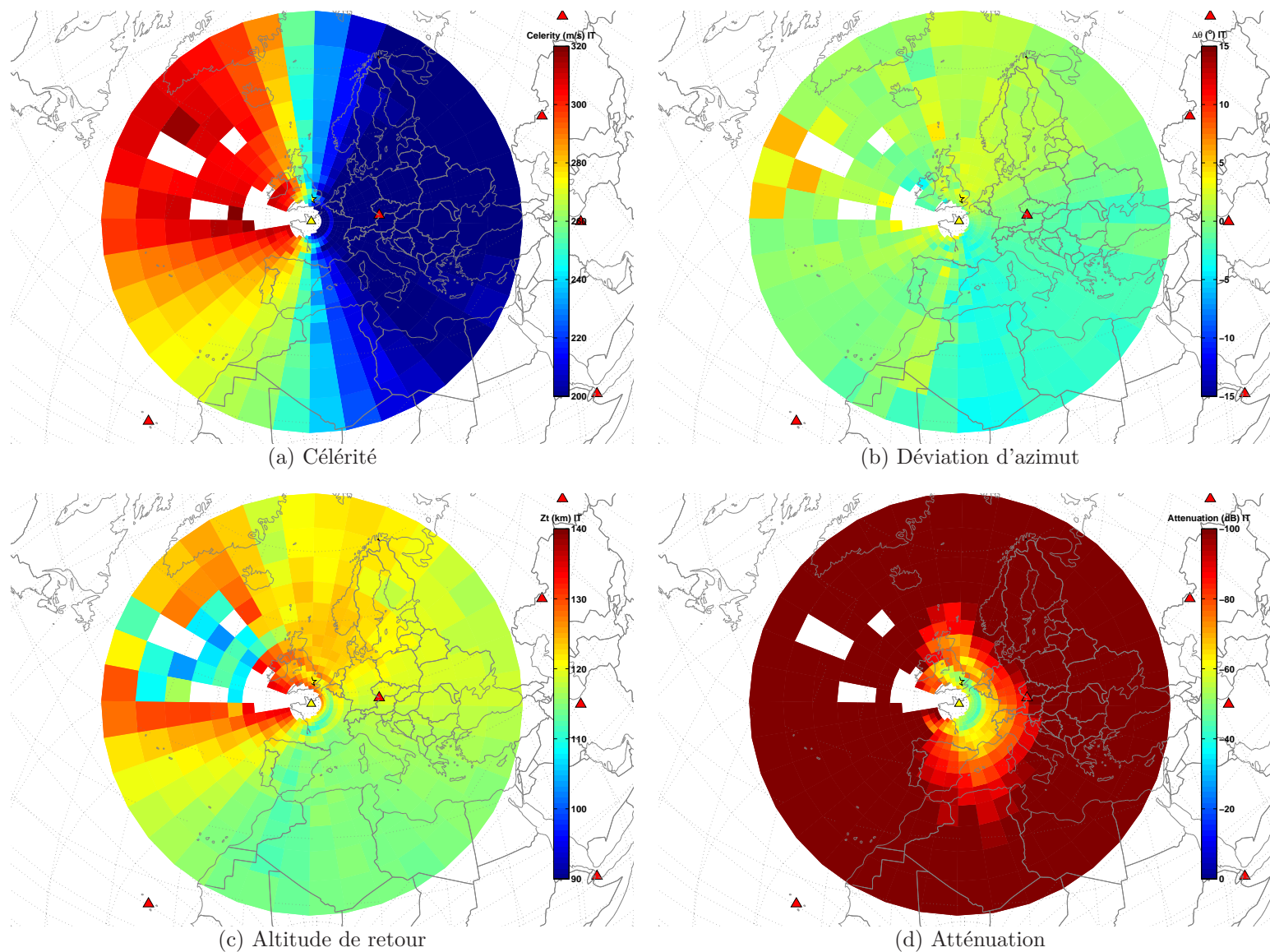


FIG. 3.19 – **Tables globales avancées de propagation** : Ces quatre figures sont centrées à la station de Flers, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour, dans chaque cas, les **phases thermosphériques**.



## Tables avancées thermosphériques : Flers

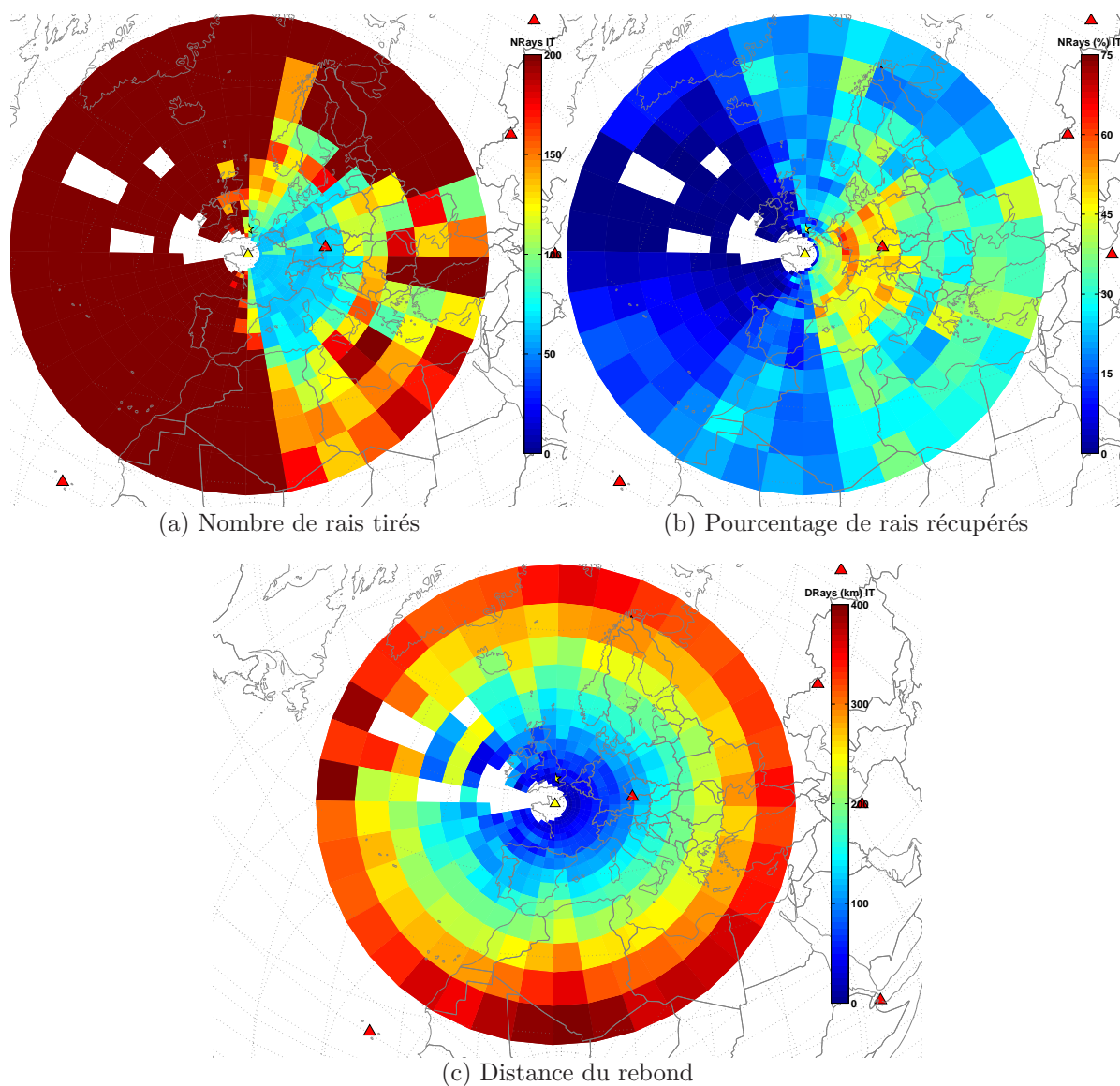


FIG. 3.20 – Tables avancées : cas de Flers, 11 décembre 2005, 6 : 00 *TU* avec les modèles *NRL-G2S* et pour les phases **thermosphériques**. La figure représente (a) le nombre de rai tiré initialement, (b) le pourcentage de rai récupérés dans la boîte (par rapport au nombre lancé) et (c) la distance moyenne entre rebond et la station (centre de la boîte)

### 3.2.4 Comparaison entre tables régulières et tables avancées

La figure 3.21 permet de comparer visuellement les tables régulières et avancées, pour la station de Flers, au 11 décembre 2005, 6 : 00 *TU* avec les modèles *NRL-G2S* pour les phases stratosphériques.

La figure 3.22 présente les comparaisons des tables thermosphériques pour les mêmes caractéristiques.

Il apparaît pour les phases stratosphériques, une meilleure couverture géographique des tables avancées. Cette plus grande répartition est due, en particulier, à la recherche des *zones de transition* permettant une description exhaustive des phases simulables. La limitation des tables régulières occasionnée par un pas de discrétisation angulaire régulier en incidence se fait ressentir directement dans la construction des tables.

De plus, les tables avancées sont mieux contraintes<sup>18</sup>, grâce aux modules de recherche des zones de transition et de tir au but. La figure A.14 en annexe montre que les altitudes de réfractions des rais sont homogènes sur l'ensemble de la table, alors que pour les tables régulières les zones de transitions atmosphériques donnent des informations plutôt aléatoire avec des variations en altitudes supérieures à 10 *km* pour les retours stratosphériques et supérieures à 15 *km* pour les retours thermosphériques ; ces variations sont respectivement de 6 et 8 *km* pour les tables avancées.

Les informations présentes dans les tables avancées ne peuvent pas se trouver en dehors de la cellule, alors que les tables régulières sont beaucoup plus permissives en étendant les zones de recherches (les dimensions horizontales de la boîte d'intégration sont 50% supérieures à celle de la cellule pour les tables régulières pour assurer un taux de remplissage minimal).

Cette permissivité décruée est particulièrement remarquable pour les courtes distances, notamment dans les zones de transition (comme l'est Londres dans la direction du jet stratosphérique).

Dans ces régions proches et changeantes, les recherches des rais les plus proches de la station sont perturbées par les évolutions des zones de transition pour des azimuts voisins (de l'ordre du degré).

Atteindre la station avec toutes les phases listées devient alors un exercice coûteux en temps de calculs. C'est donc dans ces zones que l'optimisation de la construction des tables prend une nouvelle dimension, notamment dans une démarche opérationnelle de construction de tables<sup>19</sup>.

---

<sup>18</sup>Les comparaisons de tables de déviations standards sont présentées en annexe A.2.

<sup>19</sup>Le post-traitement des informations doit permettre d'homogénéiser les cartes et ainsi aider à contrôler les temps de calculs sans perdre en précision.

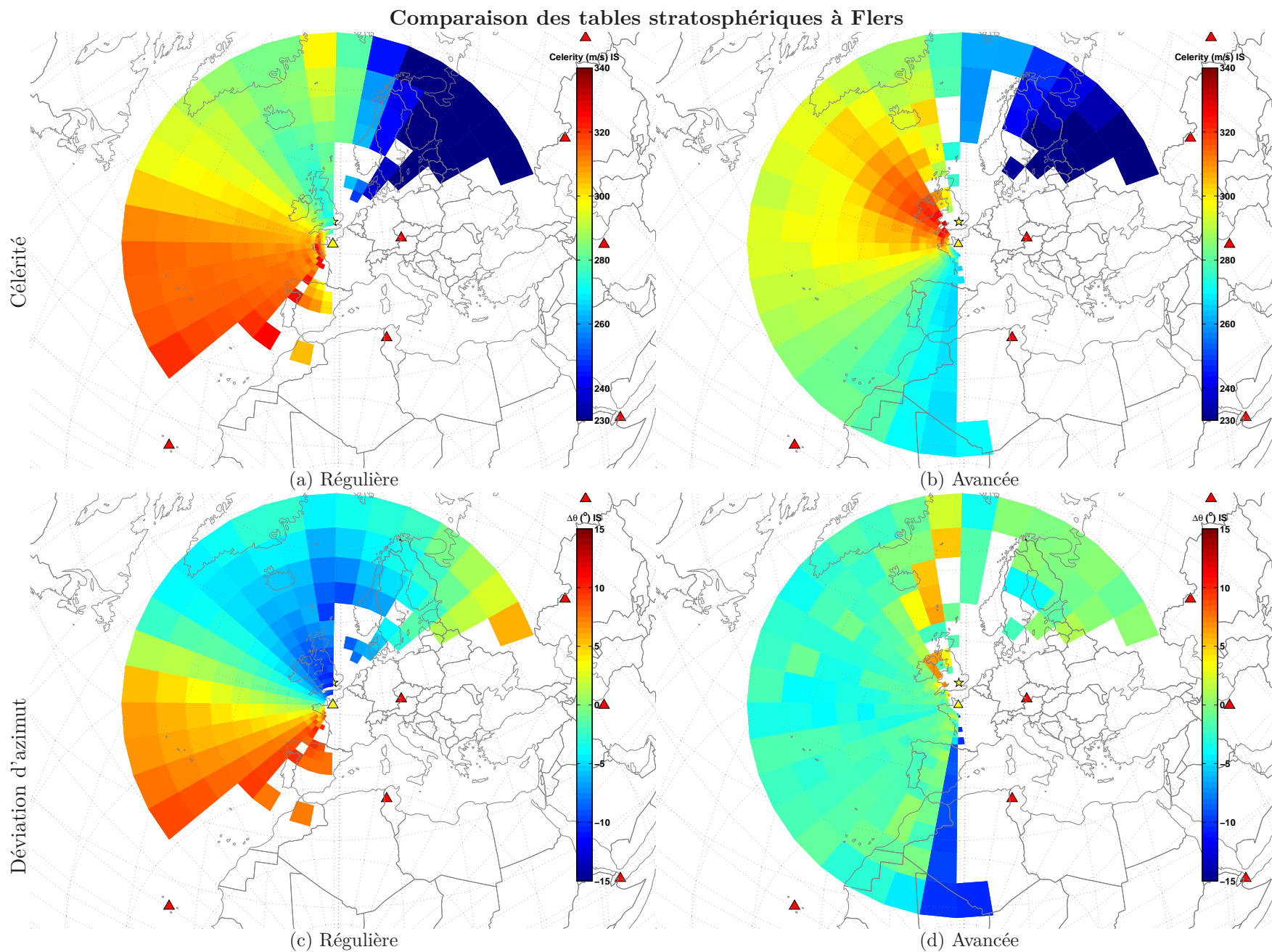


FIG. 3.21 – **Comparaison des tables régulières et avancées** : La colonne de gauche reprend les tables régulières et la colonne de droite les tables avancées (ligne du haut les modèles de célérité et celle du bas, les modèles de déviations d'azimuts) pour les **phases stratosphériques**.

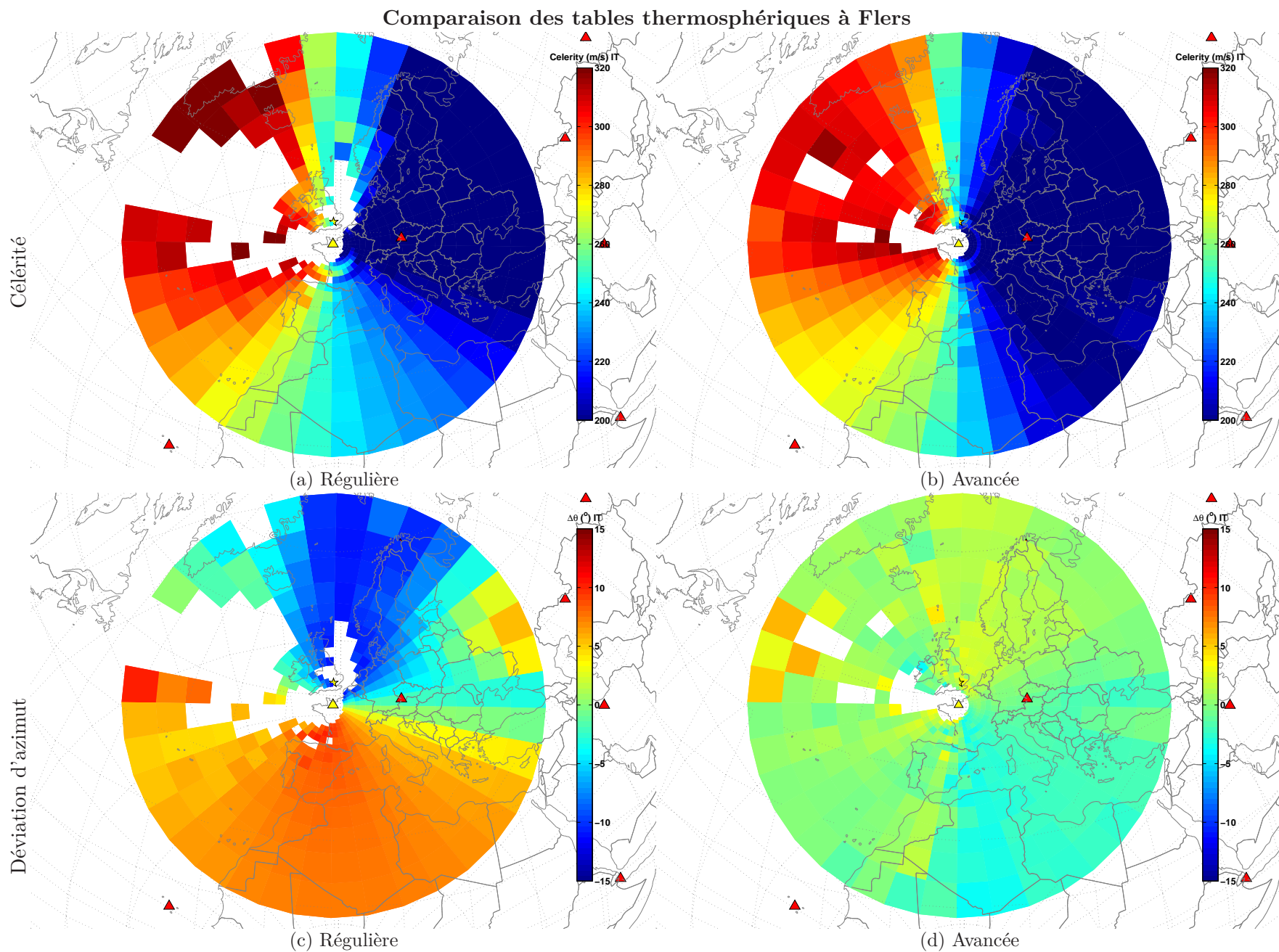


FIG. 3.22 – **Comparaison des tables régulières et avancées** : La colonne de gauche reprend les tables régulières et la colonne de droite les tables avancées (ligne du haut les modèles de célérité et celle du bas, les modèles de déviations d'azimuts) pour les **phases thermosphériques**.



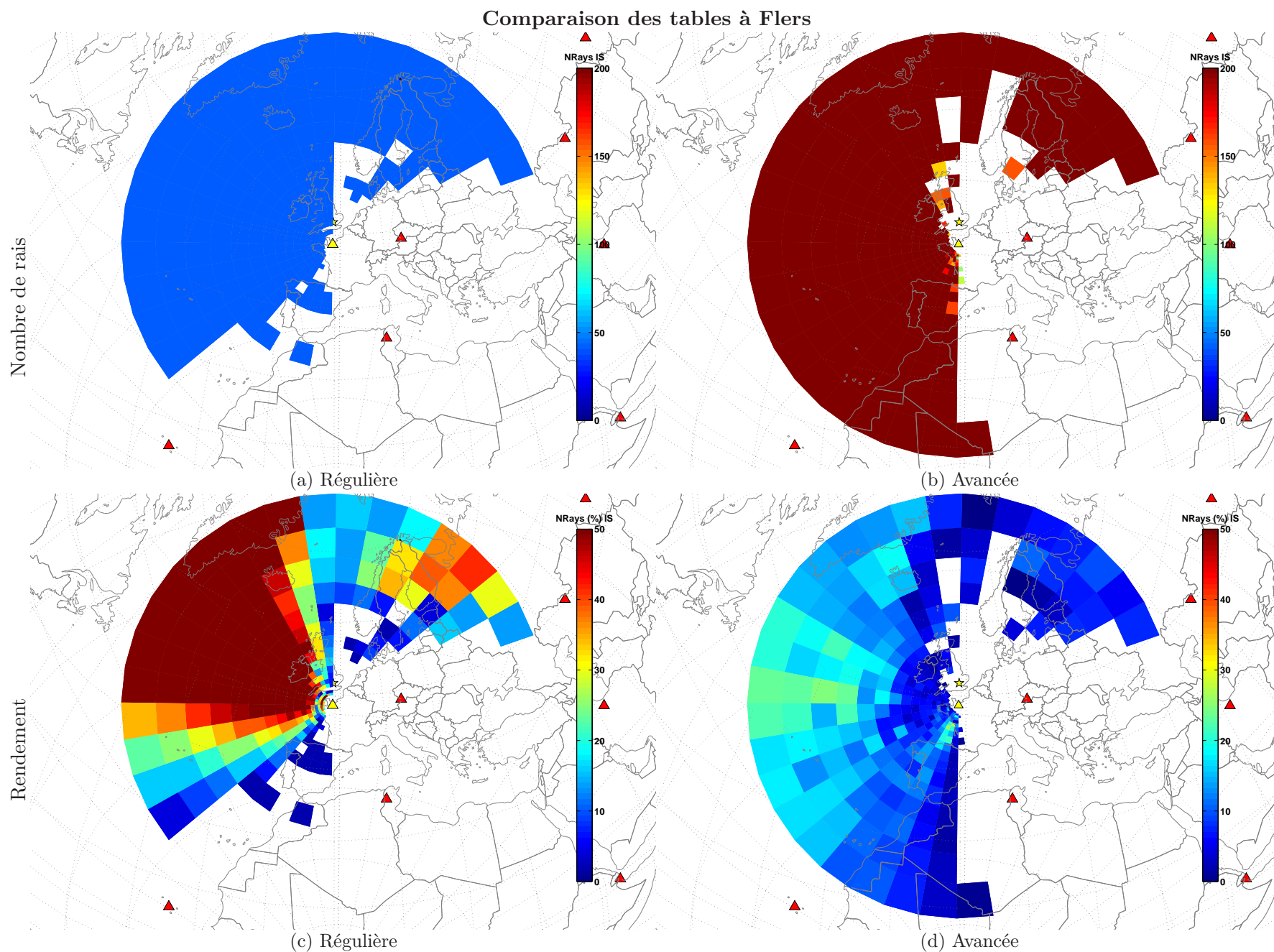


FIG. 3.23 – **Comparaison pour le nombre de rebonds participant aux tables régulières et avancées** : La colonne de gauche reprend les tables régulières et la colonne de droite les tables avancées (ligne du haut nombre de rais lancés et celle du bas, le rendement entre rais lancés et récupérés dans la maille) pour les **phases stratosphérique**.

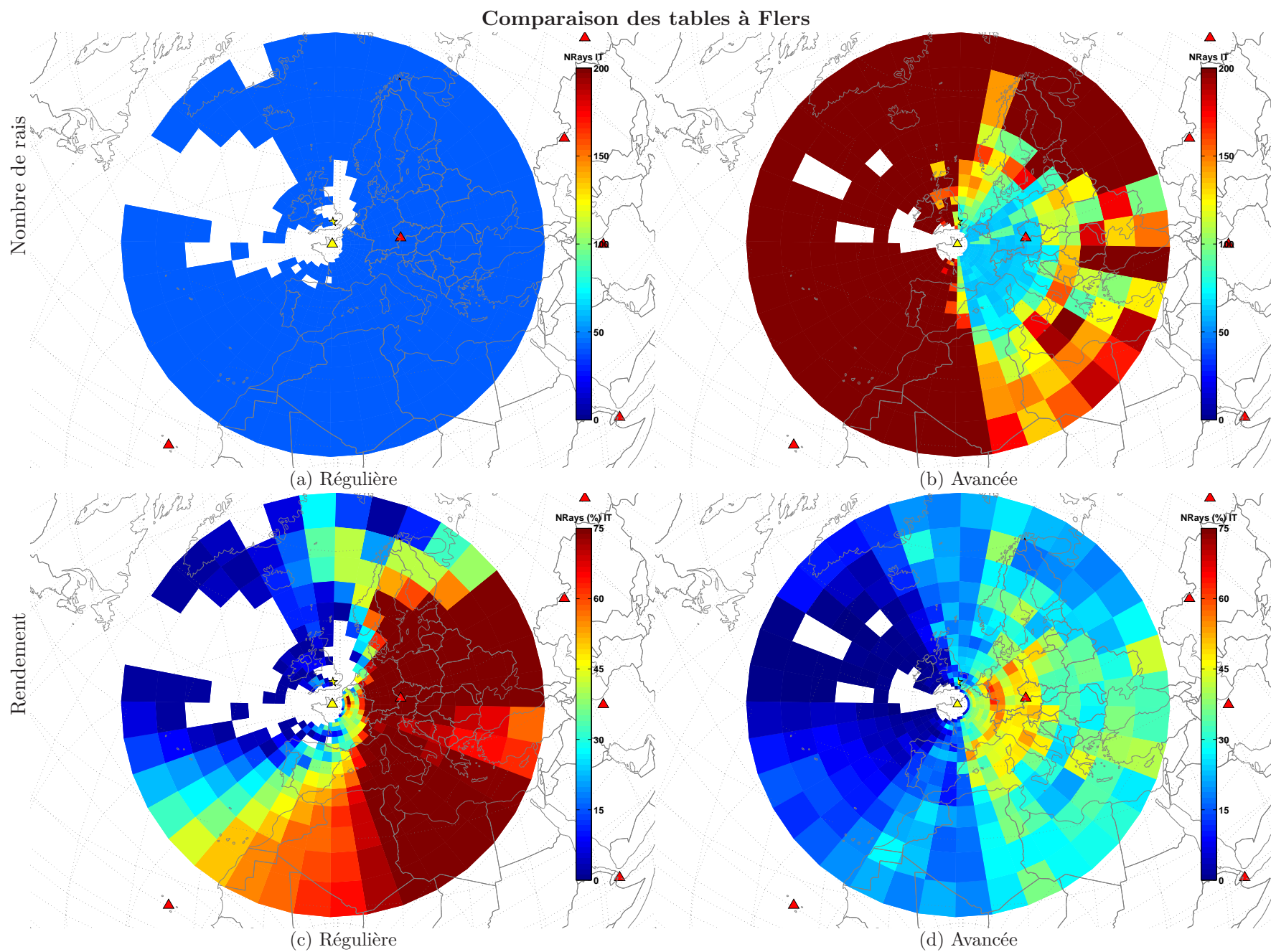


FIG. 3.24 – **Comparaison pour le nombre de rebonds participant aux tables régulières et avancées** : La colonne de gauche reprend les tables régulières et la colonne de droite les tables avancées (ligne du haut nombre de rais lancés et celle du bas, le rendement entre rais lancés et récupérés dans la maille) pour les **phases thermosphériques**.



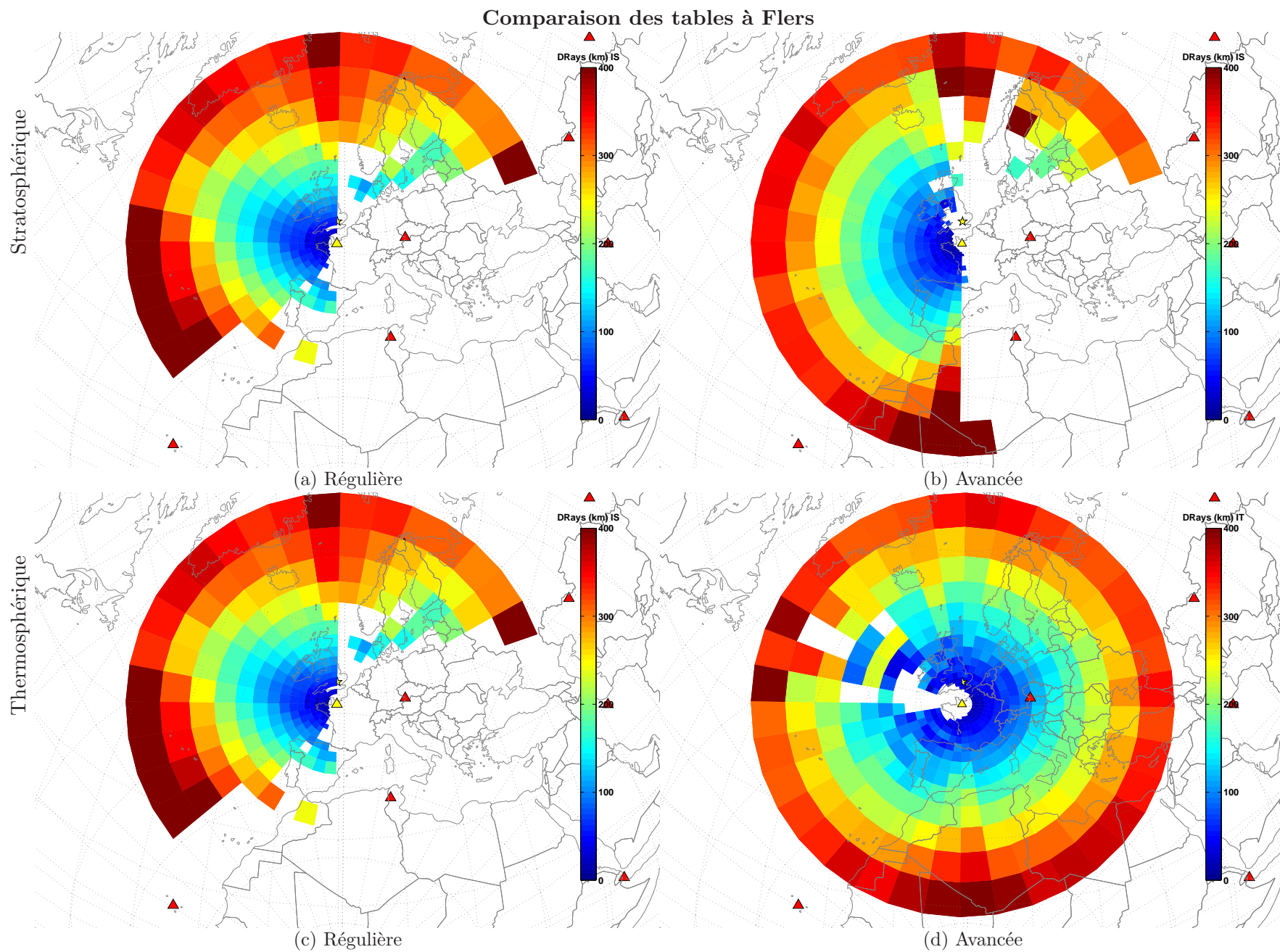


FIG. 3.25 – Comparaison des distances entre les rebonds et Flers pour les tables régulières et avancées : La colonne de gauche reprend les tables régulières et la colonne de droite les tables avancées.

### 3.2.5 Tables avancées par ordre de rebond

Une question soulevée à l'issue de l'analyse des tables régulières de propagation porte sur l'impact que peut avoir *l'ordre du rebond* sur les tables de propagation.

#### • Des tables par ordre de rebond

Un cas particulier a été introduit en section 1.2 présentant de multiples arrivées stratosphériques (figure 1.22 pour la détection des arrivées avec *P.M.C.C.* sur la station allemande *I26DE*).

Ce cas unique illustre parfaitement l'intérêt des trajets multiples. Et même s'il est rare de rencontrer un tel événement générant autant de détections, et à plus forte raison générant autant d'arrivées d'une même famille de phase, il est fréquent de détecter deux arrivées ayant la même nomenclature.

La question du rôle de l'ordre des rebonds apparaît également à la lecture des déviations standards des modèles de célérités moyennes et de déviations d'azimut des tables avancées (figures A.15 et A.16 en annexe). Car, si les tables avancées offrent un meilleur remplissage des tables et une meilleure précision pour les informations qu'elles contiennent les dispersions des valeurs de déviations d'azimut et de célérités moyennes sont importantes (de l'ordre de  $3^\circ$  et  $25\text{ m/s}$ ).

Le problème est alors de pouvoir associer les phases prédites aux arrivées observées, qui présentent des caractéristiques très proches.

La construction de tables avancées par ordre de rebond permet alors de séparer ces rais en sous-familles et de fournir les modèles adéquats pour la localisation par multi-trajets.

#### • Illustrations pour deux stations et justifications

Les tables stratosphériques par ordre de rebonds construites pour la station *I26DE* au 11 décembre 2005 sont présentées en figures 3.26 et 3.27.

De nombreuses arrivées stratosphériques sont simulables à cette station. Les tables reprennent les résultats pour les altitudes de retour (à gauche) et la célérité (à droite). Ces quantités évoluent régulièrement avec l'ordre du rebond et, comme attendu, les résultats se chevauchent spatialement.

Ainsi pour une source située à Londres et la station allemande *I26DE*, les indices des rebonds des phases stratosphériques interceptées varient entre 5 et 10.

Le cinquième rebond stratosphérique donne une altitude de retour proche de  $35\text{ km}$  et une célérité supérieure à  $330\text{ m/s}$ , alors qu'au 7<sup>ème</sup> rebond ces valeurs sont proches de  $40\text{ km}$  et  $315 - 320\text{ m/s}$  et au 10<sup>ème</sup> rebond elles atteignent  $43\text{ km}$  et  $300\text{ m/s}$ .

Pour la station de Flers, les tables stratosphériques (figure 3.28) et thermosphériques (figure 3.29) sont réunies pour des ordres de rebonds variant de 1 à 3. Là aussi, les tables se chevauchent.

Les tables par ordre de rebond interviennent dans l'étape d'analyse de la propagation et des détections pour une station donnée, en aidant étiqueter les arrivées. Au delà des dimensions d'identification des phases détectables par une station et de leurs paramètres de propagation, de telles tables donnent aussi une estimation du nombre d'arrivées, issues d'une source choisie, que l'on peut attendre pour cette station.

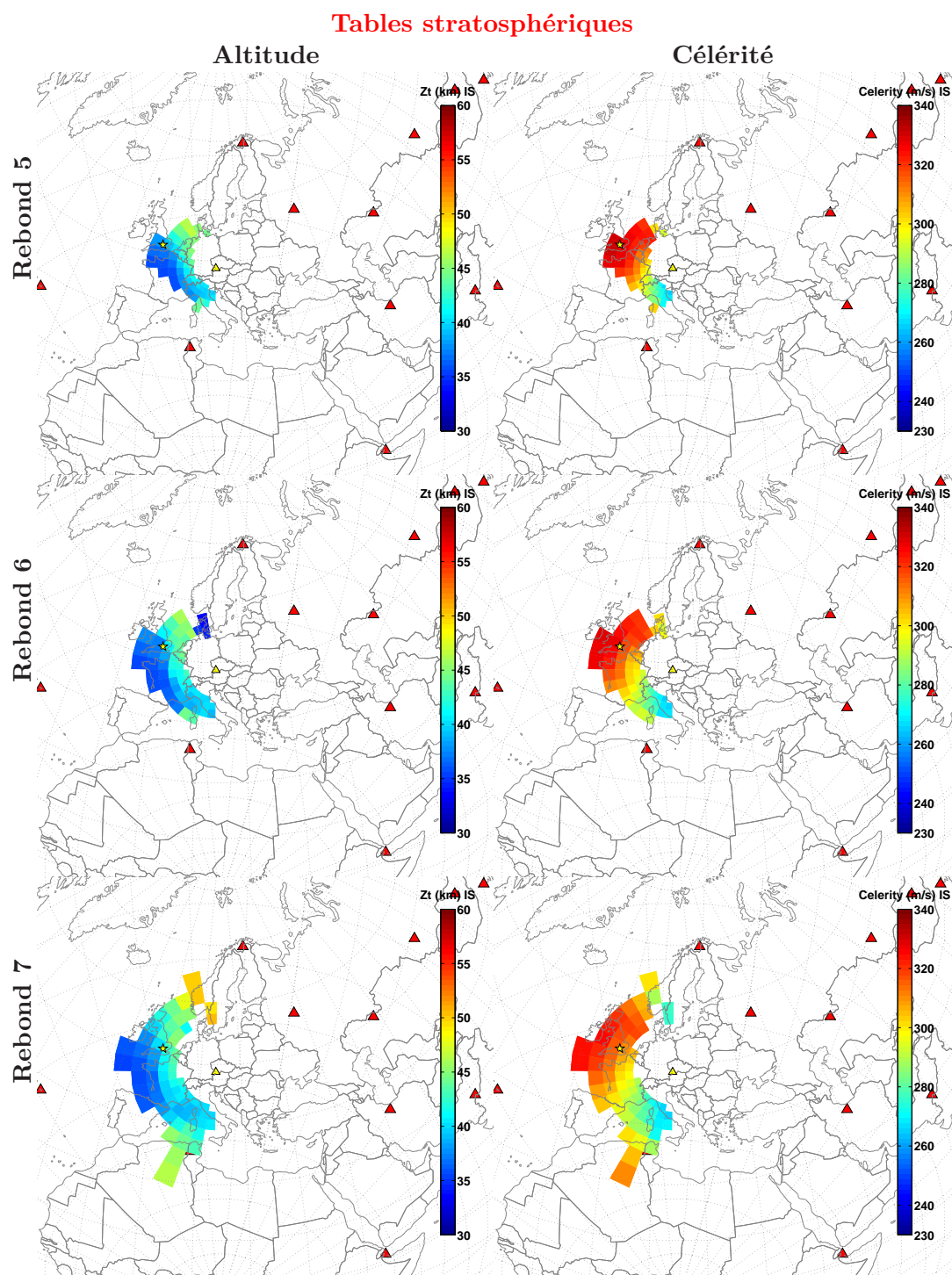


FIG. 3.26 – Tables avancées par **ordre de rebond** des phases stratosphériques, rebonds 5 à 7 pour la station *I26DE* avec les modèles *NRL-G2S*.

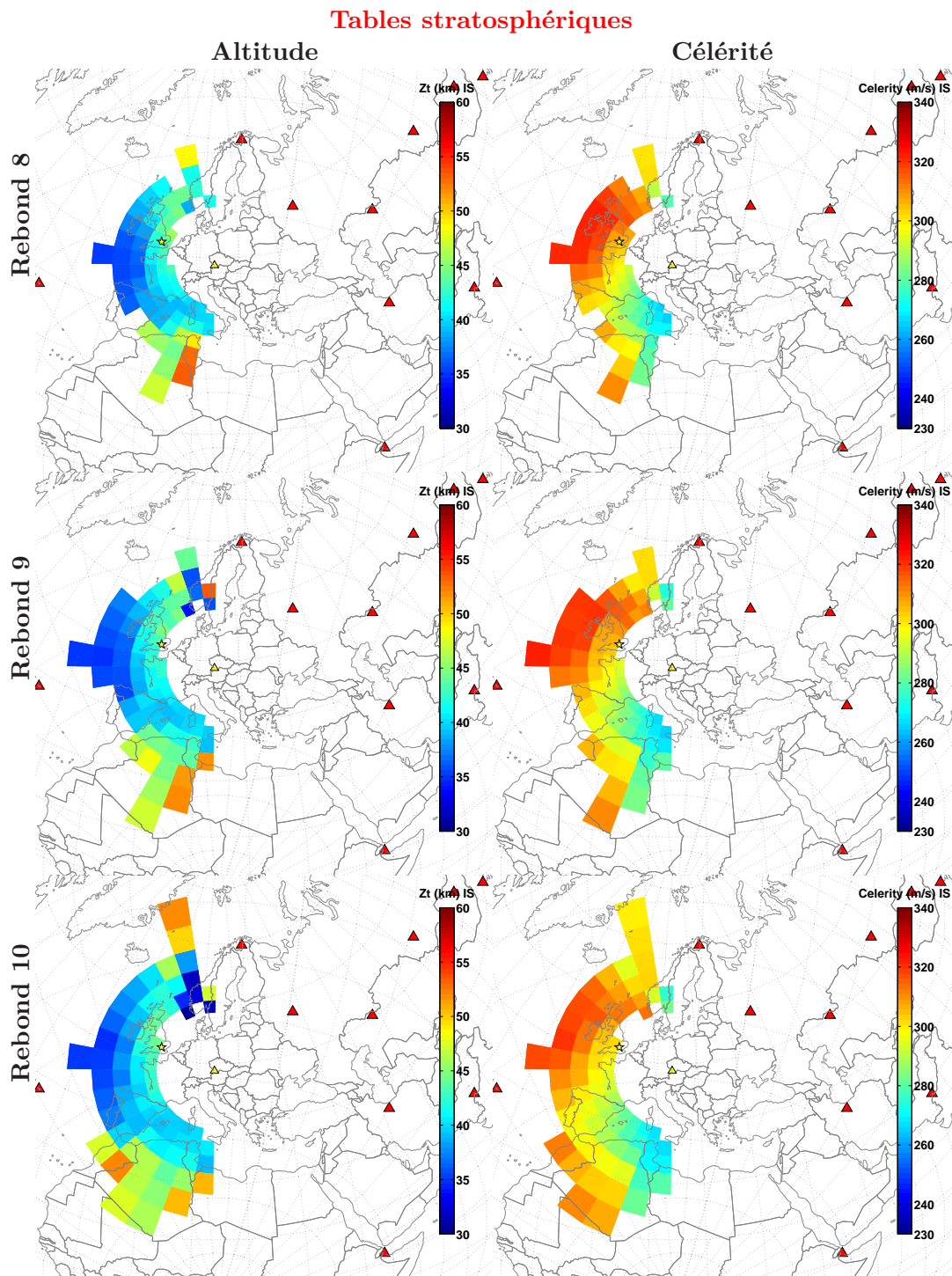


FIG. 3.27 – Tables avancées par **ordre de rebond** des phases stratosphériques, rebonds 8 à 10 pour la station *I26DE* avec les modèles *NRL-G2S*.



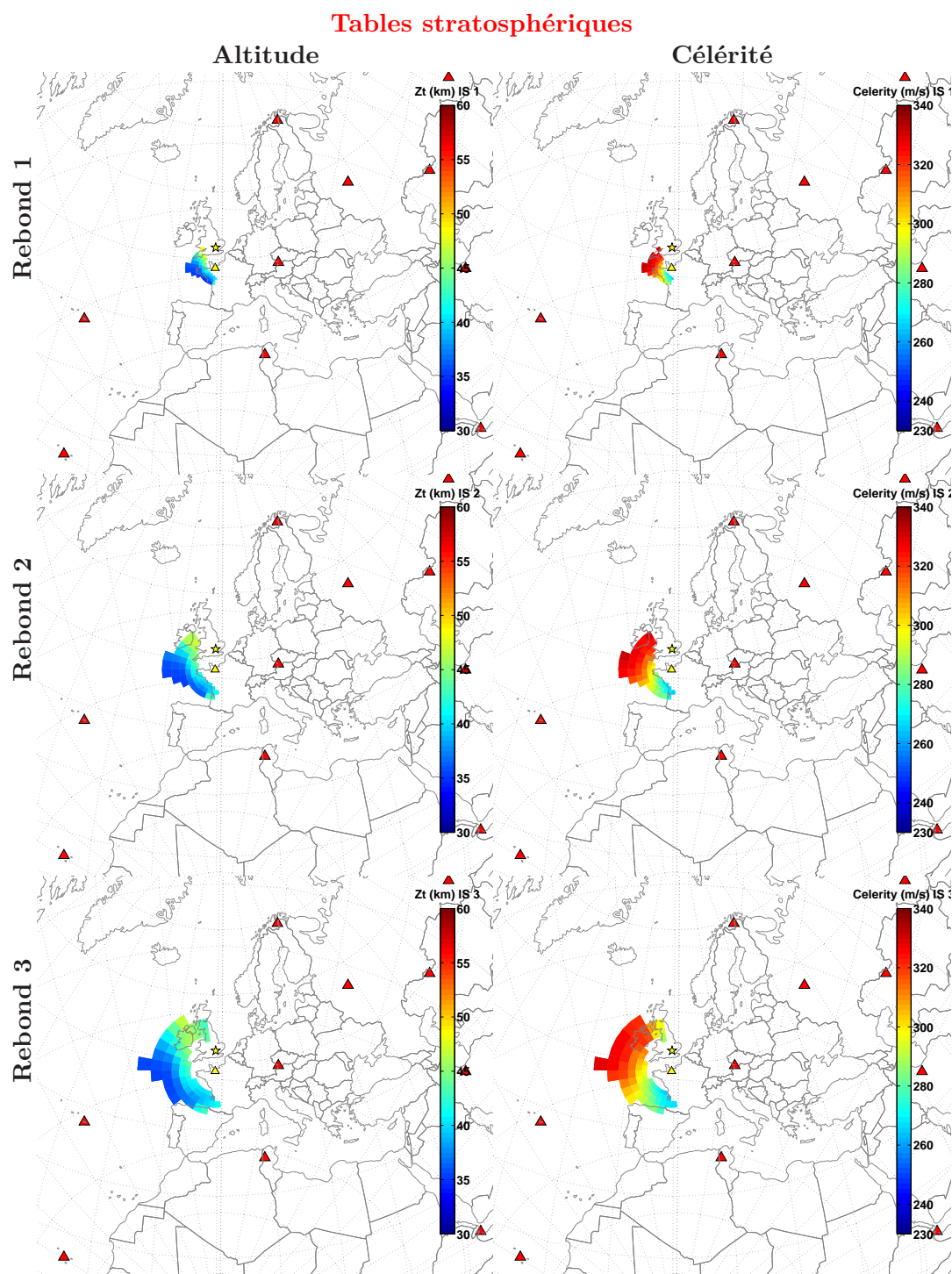


FIG. 3.28 – Tables avancées par **ordre de rebond** des phases thermosphériques, rebonds 1 à 3 pour la station de Flers avec les modèles *NRL-G2S*.

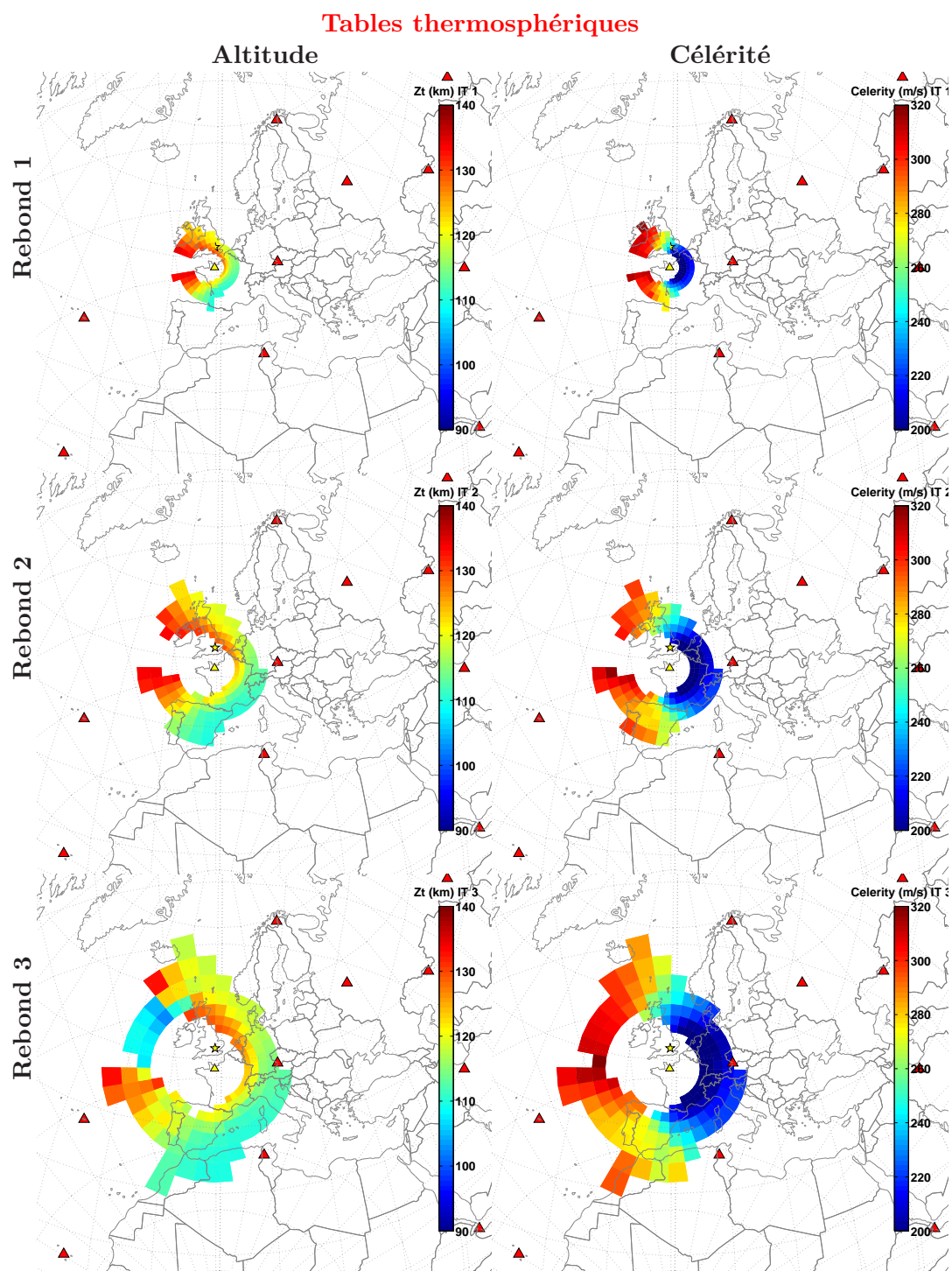


FIG. 3.29 – Tables avancées par **ordre de rebond** des phases thermosphériques, rebonds 1 à 3 pour la station de Flers avec les modèles *NRL-G2S*.



### 3.2.6 Contrôle qualité

Les tables globales avancées de propagation apportent des réponses et des solutions aux questions soulevées (sections 3.1.3 et 3.1.4) par les tables globales régulières, notamment sur la confiance dans la présence et l'absence de données aux mailles, sur le classement des familles de phases ou encore sur l'identité du trajet.

Les tables avancées assurent la prise en compte exhaustive des phases prédites par la procédure de recherche des *zones de transitions*, et ce au niveau de précision souhaité (en précisant un seuil de recherche angulaire).

La figure 3.30 présente les paramètres de rai pour une configuration particulière (station de Flers et source à Londres le 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* en intégrant les modèles semi-empiriques *NRL-G2S*), en parallèle avec la lenteur (inverse de la célérité) effective du son. L'outil *WASP-3D Sph* détecte, et recherche, alors les frontières de transition de phases.

Une fois cette étape réalisée, la liste des phases est connue à un degré angulaire près (pour cette illustration, le seuil angulaire est de  $0.25^\circ$ ).

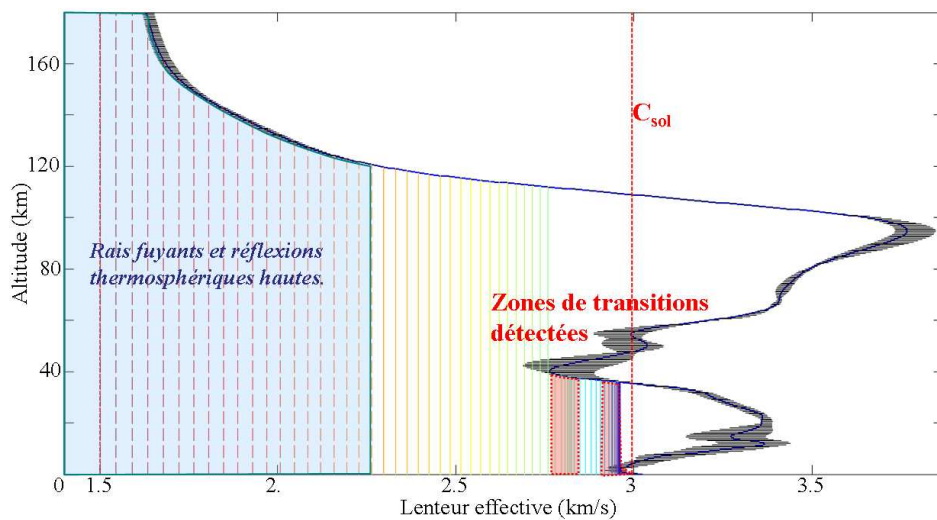


FIG. 3.30 – **Paramètres de rai et zones de conversions** : Les traits verticaux représentent les paramètres de rai utilisés. La courbe bleue représente la lenteur effective moyenne du son sur la grille atmosphérique de *WASP-3D Sph* (avec ses variations en pointillés noirs). Les zones de transitions liées au jet stratosphériques et troposphériques sont accentuées en rouge.

Pour la construction des tables de propagation, un compromis a été recherché entre description exhaustive des phases et temps de calculs "raisonnables". Ainsi, l'accent est mis sur la nécessité de décrire avec précision les principales familles de phases et leur découpage en ordre de rebonds.

En revanche, les phases converties ne sont pas utilisées pour la localisation actuellement. Leur détection et leur identification, lors de l'analyse, restent encore à définir.

Il n'est donc pas nécessaire d'appliquer un degré trop important de précision pour séparer toutes les trajectoires converties dans la construction des tables globales de propagation.

Les tables avancées de propagation permettent de contrôler l'écart des positions des rebonds avec la station par le *tir au but* et ainsi corriger les déviations d'azimuts générées par les vents transverses.

L'objectif est alors de s'approcher, jusqu'à une distance jugée acceptable, de la station.

Machines (processeur / RAM)	Modèles atmosphériques	Rayons max. en ( $^{\circ}$ )	Précisions en ( $^{\circ}$ )	Temps calculs (en $h$ )	Nombre de cas
P4 2.4GHz - 1Go	<i>ECMWF</i>	30	0.25	16 – 23 $h$	> 10
	<i>HWM</i>	30	0.25	15 – 19 $h$	> 10
	<i>HWM</i>	30	0.02	> 28 $h$	1
	<i>NRL-G2S</i>	35	0.25	> 40 $h$	> 5
	<i>NRL-G2S</i>	30	0.25	27 $h$	2
P4 3.8GHz - 1Go	<i>ECMWF</i>	30	0.25	11 – 17 $h$	> 10
	<i>HWM</i>	30	0.25	10 – 17 $h$	> 10
Xeon 2.66GHz - 3.25Go	<i>ECMWF</i>	30	0.25	7 – 13 $h$	> 10
	<i>HWM</i>	30	0.25	6 – 11 $h$	> 10

TAB. 3.3 – Comparatif des temps de calculs en fonction des configurations des tables avancées de propagation.

Idéalement le rai atteint la zone source (ou la maille) pour être pris en compte dans les tables et pour que la procédure de tir au but soit validée (Les figures 3.23 et 3.24 comparent le nombre et le pourcentage de rais récupérés entre les tables régulières et avancées).

La convergence du rayon vers la maille engendre des temps de calculs plus conséquents.

Les modifications réalisées intègrent des indicateurs de remplissage des tables, de manière à obtenir suffisamment d'information en une maille avant de procéder aux calculs de la maille suivante.

En effet, les tables régulières s'arrêtent une fois le nombre de rais prédéfinis tiré, quel que soit l'état de la table de propagation et quel que soit la prise en compte du nombre de phase.

En revanche, les tables avancées cherchent à apporter de l'information pour toutes les phases simulables dans toutes les mailles.

Sur ce dernier point, les critères de recherche d'information peuvent être affinés de manière à réduire significativement les temps de calculs. Des critères sont mis en place pour arrêter la procédure de tir au but. Ils dépendent principalement de la taille de la boîte d'intégration et de la tendance sur les derniers rais lancés.

L'arrêt de la procédure de tir au but peut également évoluer avec la distance source - station, de manière à être plus flexible pour les grandes distances (notamment au delà de 2000  $km$ ), qui nécessitent des temps de calcul plus longs.

Il existe plusieurs justifications pour une telle évolution : les erreurs commises avec le tracé de rai s'accroissent avec la distance, ce qui va à l'encontre de la recherche de précision de la procédure, l'atténuation aussi augmente avec la distance (particulièrement pour les phases thermosphériques) ce qui rend les arrivées plus difficiles à détecter.

De plus, le nombre de rebonds des différentes phases et le nombre de phases converties détectées croissent avec la distance, car l'influence atmosphérique s'exerce sur une trajectoire plus longue.

Il faut alors traiter un nombre plus important de phases pour de telles distances, ce qui tend à accroître les temps de calculs.

### 3.3 Localisation sur grille et recherche de minima

À partir des tables de propagation construites, pour chacune des stations désirées, à la date et à l'horaire souhaités, il est désormais possible de réaliser la localisation de l'évènement en corrigeant les déviations d'azimuts et les temps de vol.

#### 3.3.1 Prélocalisation et tables locales

Tout d'abord, pourquoi utiliser des tables locales pour la localisation plutôt que des tables de propagation globales ?

La construction des tables a un coût, ainsi la réduction du nombre de mailles composant la table permettra de réduire le temps d'attente pour l'obtention de la localisation finale.

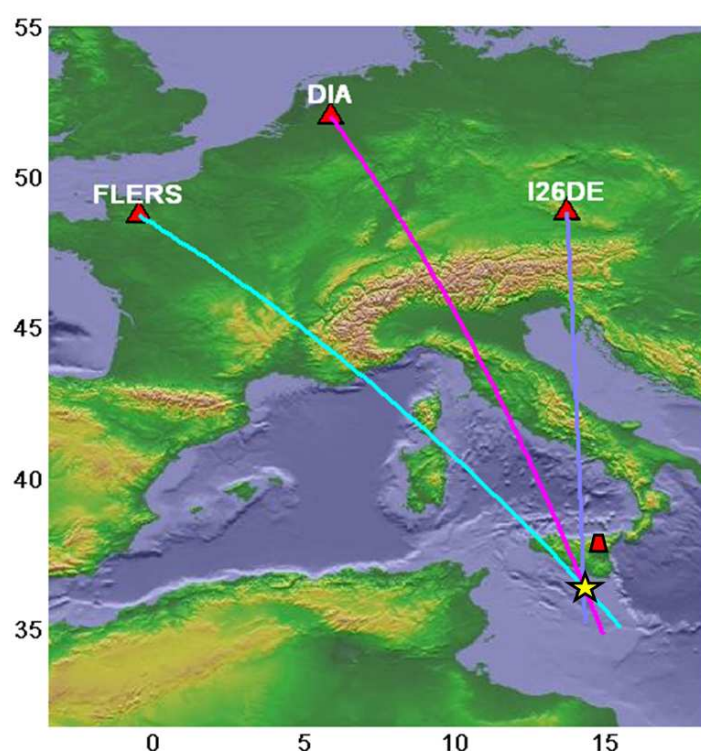


FIG. 3.31 – Prélocalisation (étoile bleue) de l'évènement de juillet 2001 par croisement des azimuts, détectés à *I26DE*, et Flers sans correction des effets de l'atmosphère (Etna est représenté par le trapèze rouge).

Le stockage de tables globales avec les modèles statistiques (*HWM* et *MSIS-E*) offre la possibilité de réaliser une prélocalisation corrigée des vents statistiques. De par la reproductibilité annuelle des champs météorologiques statistiques, les tables globales seront précalculées pour un nombre fini de dates et d'heures - afin de prendre en compte les effets diurnes et saisonniers -, et pour toutes les stations du *SSI*.

À partir de cette prélocalisation, des tables locales de propagation seront construites avec les meilleurs profils atmosphériques disponibles et ce, pour toutes les stations ayant été associées à l'évènement. Cette nouvelle étape mène alors à une localisation affinée de la source à l'origine du signal infrasonore.

À titre d'exemple, les détections des éruptions volcaniques de l'été 2001 [Le Pichon, 2002; Evers and Haak, 2004] peuvent être considérées. En effet, ces éruptions ont été détectées par les stations européennes.

Avec les stations hollandaise *DIA* (section 1.3.4.1) et Flers (figure 3.31), un simple croisement des azimuts a conduit à une erreur de localisation de plus de 170 km au large des côtes siciliennes.

Cet exemple sert alors à illustrer les procédures de localisation proposées.

### 3.3.2 Localisation à plusieurs stations

L'identification des phases aux stations ainsi que l'association de ces signaux entre plusieurs stations étant réalisées, les tables de propagation sont alors établies. Les résultats de ces tables sont ensuite utilisés en entrée pour localiser l'évènement considéré en minimisant les résidus sur les azimuts, sur les temps de vol ou en combinant ces deux méthodes.

#### 3.3.2.1 Localisation en corrigeant les azimuts

Le but ici est de minimiser les résidus en azimuts des tables de propagation :

$$Res \theta_j = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N |\tilde{\theta}_{i,j} - \theta_i|^\epsilon} \quad (3.19)$$

Avec :

- $\tilde{\theta}_{i,j} = \theta_{i,j} - \Delta\theta_{i,j}$  azimuts corrigés ;
- $\theta_i$  azimuts calculés à partir de la prélocalisation ;
- $N$  le nombre de stations participantes ;
- $\epsilon = 1., 1.25, 2., \dots$  ordre du résidu.

#### 3.3.2.2 Localisation avec les temps d'arrivées

Le but ici est de minimiser les résidus sur les temps de vols des tables de propagation :

$$Res T_j = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N |\tilde{T}_{i,j} - T_i|^\epsilon} \quad (3.20)$$

Avec :

- $\tilde{T}_{i,j} = d_{i,j}/c_{i,j}$  temps de vol simulé ( $d$  : distance simulée,  $c$  : célérité horizontale simulée) ;
- $T_i$  temps de vols calculés à partir de la prélocalisation ;
- $N$  le nombre de stations participantes ;
- $\epsilon = 1., 1.25, 2., \dots$  ordre du résidu.

#### 3.3.2.3 Localisation en combinant corrections d'azimuts et temps : *Misfit Function*

Il est possible de chercher à minimiser les résidus d'une fonction combinant les azimuts et les temps de vol (fonction d'erreur ou *Misfit function* [Billings et al., 1994; Sambridge and Gallagher, 1993]) pour localiser l'évènement.

$$M(T, \theta) = \sum_{i=1}^N \left( \frac{T_i^{(obs)} - T_i^{(pred)}}{\sigma_i^{(T)}} \right)^{1.25} + \sum_{i=1}^N \left( \frac{\theta_i^{(obs)} - \theta_i^{(pred)}}{\sigma_i^{(\theta)}} \right)^{1.25} \quad (3.21)$$

Avec :

- $\tilde{T}_{i,j}$ ,  $T_i$ ,  $\tilde{\theta}_{i,j}$ ,  $\theta_i$ , ... : Mêmes nomenclatures que dans les sections 3.3.2.1 et 3.3.2.2 ;
- $\sigma_i^{T,\theta} = \sqrt{\frac{1}{L-1} \sum (\{T, \theta\}_{i,j} - \{\bar{T}, \bar{\theta}\})^2}$  déviation standard ;
- $L$  représente le nombre de maille de la grille locale ;
- L'exposant  $\epsilon = 1.25$  est recommandé par l'ANU<sup>20</sup> pour de telles fonctions d'erreurs.

Chacune de ces méthodes donne des localisations distinctes pour l'évènement considéré. Il est ensuite possible de préférer l'une d'entre elles en fonction des configurations ou des dimensions des stations participantes, tout comme il est possible d'ajouter du poids à l'un des paramètres dans la fonction d'erreur.

La question du choix du minimum de la fonction d'erreur peut se poser si plusieurs minima sont identifiés.

Pour des modèles statistiques, les variations sont douces (section 1.1.4) et il est peu probable de rencontrer un tel cas. Pour les modèles semi-empiriques, le problème ne s'est jusqu'à présent jamais posé. Quelle que soit la configuration, une localisation multiple serait alors proposée, avec un choix "manuel" à faire par la suite.

### 3.3.2.4 Exemple de localisation avec tables locales

En repartant de la prélocalisation de l'évènement de juillet 2001 détecté à la fois à *I26DE* et Flers (figure 3.31), des tables locales de propagation sont construites.

Elles fournissent alors les modèles de célérités et de déviation d'azimut nécessaires pour réaliser une localisation sur grille de la source. Il est ainsi possible de corriger les azimuts de détections et/ou d'utiliser les temps de vol pour localiser l'évènement.

Les résultats de localisation d'une éruption volcanique de l'Etna en minimisant les azimuts sont présentés en figure 3.32. Au cours de l'été 2001, l'Etna a été une source continue d'infrason. Les détections le sont donc aussi, ce qui rend difficile le pointage en temps de signaux issus du même phénomène éruptif.

En corrigeant les azimuts avec les modèles empiriques, l'erreur sur la localisation de la source est réduite à 90 km contre plus de 160 km sans correction.

---

<sup>20</sup>ANU : Australian National University  
<http://www.rses.anu.edu.au/seismology/>

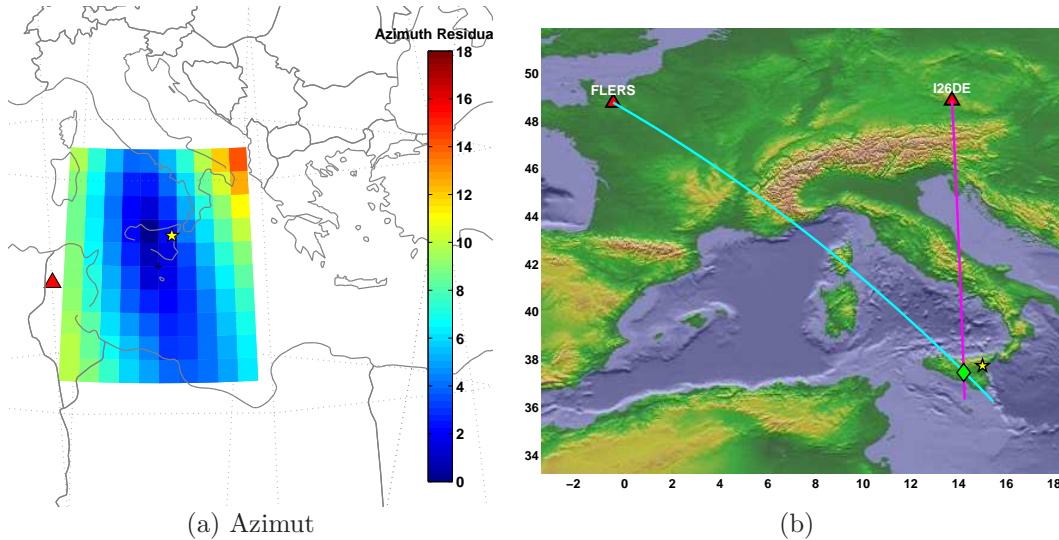


FIG. 3.32 – **Localisation** de l'évènement de juillet 2001 en prenant en compte les modèles *HWM* et détecté aux stations de Flers et *I26DE* (étoile jaune pour l'Etna, losange vert pour la localisation infrason).

### 3.3.3 Prise en compte des multi-trajets

La propagation infrasonore traversant un milieu hétérogène divisé en différents guides d'ondes (section 1.1.3), de multiples arrivées sont donc potentiellement enregistrables aux stations.

#### Méthodologie

Une fois l'appariement des arrivées et l'identification des différentes phases obtenus, des tables de propagation pour la station considérée à la date et l'heure spécifiés sont construites pour chacune des phases simulées.

Ces tables permettent de localiser l'évènement infrasonore à partir des modèles de célérité et de déviation d'azimut pour chaque station et chacune des phases séparément. Ces arrivées multiples correspondent à des trajets différents caractérisés par des paramètres de propagation bien distincts.

La prise en compte d'un nombre plus important d'arrivées doit permettre d'améliorer la localisation de l'évènement. Plus généralement, il est attendu que l'utilisation des multi-trajets pour la localisation permette de diminuer les effets d'un pointé imprécis<sup>21</sup> en temps et des mesures d'azimuts erronées.

La construction des tables par ordre de rebonds offre une aide intéressante aussi bien sur la localisation avec les trajets multiples que pour l'identification des phases avec l'indice de réflexion.

Dans cette optique d'identification des arrivées, des tables par famille de phases et par ordre de rebonds peuvent être assemblées pour aider l'analyse lors d'évènements particuliers.

#### Résumé

La construction de tables de propagation dans un milieu complexe est une tâche difficile. Pour prendre en compte les multiples trajets et les influences de l'atmosphère, leur implémentation s'oriente vers la recherche des zones de transitions et une procédure de tir au but.

<sup>21</sup>Le pointage des arrivées et de leurs paramètres peut être difficile lorsque des arrivées se superposent ou lorsque le rapport signal sur bruit est faible.



Les tables, d'une part, relèvent de l'analyse et la compréhension de la propagation, et d'autre part, s'intègrent dans la procédure de localisation.

À partir des tables, il est intéressant de vérifier leur adéquation entre les hypothèses faites lors de l'analyse préliminaire des signaux et la localisation. En effet, les tables permettent l'identification des phases et inversement, peuvent reconduire la procédure de localisation à partir de nouvelles hypothèses.

Il ne faut pas oublier, d'un côté les approximations faites dans le cadre de l'acoustique géométrique - pour les tracés de rai - et de l'autre l'imperfection des modèles atmosphériques.

L'analyse d'évènement de références permet de valider les tables. On peut également les utiliser de manière intensive pour étudier globalement l'influence des modèles atmosphérique sur la propagation.



## Chapitre 4

# Variabilité globale et études de cas

### Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Explosion de Ghislenghien (Belgique), le 30 juillet 2004 . . . . .</b>	<b>149</b>
4.1.1	Détections infrasonores et arrivées associées . . . . .	149
4.1.2	Tables locales . . . . .	152
4.1.3	Localisation . . . . .	155
<b>4.2</b>	<b>Explosion de Novaky (Slovaquie), le 2 mars 2007 . . . . .</b>	<b>157</b>
4.2.1	Analyse et localisation sismique . . . . .	157
4.2.2	Détections infrasonores et arrivées associées . . . . .	158
4.2.3	Tables globales . . . . .	164
4.2.4	Tables locales . . . . .	164
4.2.5	Localisation . . . . .	165
<b>4.3</b>	<b>Explosion de Buncefield (Royaume-Uni), le 11 décembre 2005 . . .</b>	<b>168</b>
4.3.1	Détections infrasonores et arrivées associées . . . . .	169
4.3.2	Tables globales . . . . .	179
4.3.3	Tables locales . . . . .	180
4.3.4	Localisation . . . . .	181
<b>4.4</b>	<b>Étude de la variabilité spatiale et temporelle des tables . . . . .</b>	<b>188</b>
4.4.1	Variabilité temporelle . . . . .	189
4.4.2	Variabilité spatiale . . . . .	190
4.4.3	Influence des modèles atmosphériques . . . . .	193

---

La méthodologie pour construire les tables est implémentée et les procédures de localisation sont définies.

Les questions restantes concernent tout d'abord la validation et l'utilisation des tables dans une approche opérationnelle, et la validation des procédures de localisation sur des cas d'études spécifiques.

Dans ce chapitre, trois cas d'études sont analysés, depuis la détection des arrivées jusqu'à la localisation.

Ces études présentent chacune leurs propres spécificités, tant du point de vue de la propagation, que des modèles atmosphériques utilisés.

Ces dernières années, le développement du réseau du *SSI*, la mise au point de méthodes performantes de détection et de simulation ont permis d'augmenter le nombre d'événements localisés [Ceranna *et al.*, 2007].

Trois cas d'études ont été retenus :

- L'explosion d'un pipeline près de Ghislenghien, en Belgique, le 30 juillet 2004 : l'évènement est détecté par les stations européennes, il donne l'occasion de tester les algorithmes de détections avec une configuration de stations réparties dans des azimuts distincts et en utilisant les modèles empiriques *HWM*;
- L'explosion d'une usine à Novaky, en Slovaquie, le 2 mars 2007 : cette explosion a été détectée par des stations relativement éloignées (3000 à 4500 *km*). La configuration géographique particulière des stations avec l'évènement rend complexe la tâche de localisation. Cette étude est l'occasion de discuter les erreurs générées par les modèles empiriques ;
- L'explosion d'un dépôt de carburant à Buncefield, en Angleterre, le 11 décembre 2005 : cet évènement est unique et caractérisé par un état atmosphérique très favorable à la propagation des infrasons. Des arrivées multiples sont détectées par les stations européennes avec des caractéristiques rarement observées. Les modèles semi-empiriques *NRL-G2S* sont, de plus, disponibles.

Finalement, des tables sont construites pour sept stations du *SSI*. Elles permettent d'étudier les variabilités spatiales et temporelles de la propagation. Cette étude permet de comparer l'influence des modèles atmosphériques empiriques et semi-empiriques sur les caractéristiques de propagation.

## 4.1 Explosion de Ghislenghien (Belgique), le 30 juillet 2004

Une forte explosion a eu lieu le 30 juillet 2004 dans la zone industrielle de Ghislenghien, près d'Ath, dans le sud de la Belgique.

Cet accident, provoqué par une fuite de gaz naturel, a fait de nombreuses victimes. Des séries d'explosions ont été entendues par de nombreux témoins à plusieurs kilomètres. L'explosion initiale a généré des ondes infrasonores détectées par les stations européennes et a été suivie par un incendie qui a également créé des arrivées infrasons pendant près de quinze minutes.

Si le caractère explosif de la source permet de la considérer comme ponctuelle, l'incendie qui a suivi l'explosion empêche alors de la traiter comme telle. L'intérêt de cette étude est d'analyser les premières arrivées pour les stations concernées, d'identifier les phases et de chercher à localiser l'évènement en utilisant des tables locales construites en fonction d'une prélocalisation avec les modèles empiriques *HWM*.

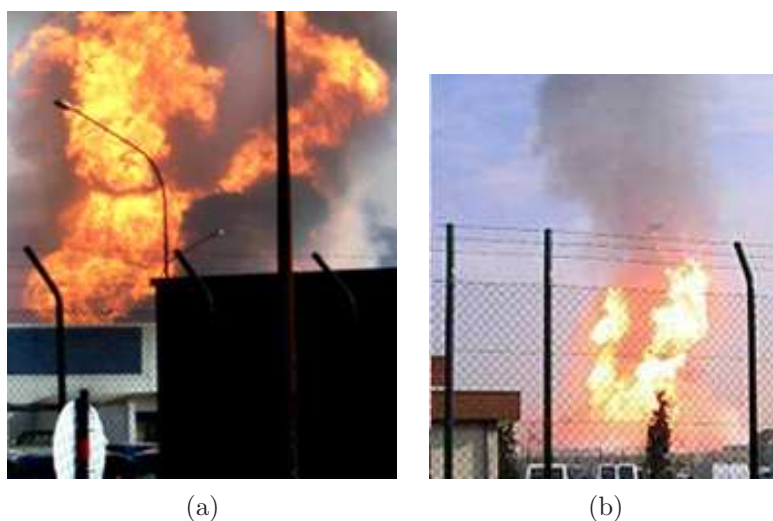


FIG. 4.1 – Photographies de l'explosion de Ghislenghien.

### 4.1.1 Détections infrasonores et arrivées associées

Plusieurs stations infrasons, distantes de 200 à 750 km de l'accident, ont enregistré des arrivées infrasonores générées par l'explosion [Le Pichon *et al.*, 2004b; Evers *et al.*, 2007].

L'explosion initiale, et l'incendie qu'elle a provoquée, ont été enregistrés par les stations européennes de *HUFE* et *I26DE* en Allemagne, de *DBN* et *DIA* aux Pays-Bas, et de Flers en France.

L'analyse présentée porte sur l'étude des arrivées pour trois stations *I26DE*, *DBN* et Flers, dont les caractéristiques et les distances à la source sont données dans le tableau 4.1. Cet évènement est à dimension régionale, étant donnée la relative proximité des stations.

L'identification de la source par des observations sur site permet de contrôler la précision de la localisation et la validation des modèles utilisés.

Stations (Pays)	Latitude	Longitude	Distance
DBN (Pays-Bas)	52.10°N	5.17°E	190 <i>km</i>
Flers (France)	48.85°N	13.72°E	371 <i>km</i>
I26DE (Allemagne)	48.85°N	13.72°E	743 <i>km</i>

TAB. 4.1 – Stations ayant détecté l'évènement de Ghislenghien du 30 juillet 2004.

#### • Détection pour *I26DE*, *DBN* et *Flers*

Les trois stations détectent des arrivées en provenance de Ghislenghien pendant plusieurs minutes. Les détections par *PMCC* réalisées pour les stations *I26DE*, *DBN* et *Flers* sont présentées par la figure 4.2.

L'incendie ayant suivi rend difficile l'identification d'arrivées multiples issues de l'explosion. La première arrivée est pointée pour chacune des trois stations (encadrés jaune) et est suivie par des arrivées issues de la combustion du gaz (encadrés bleu).

Toutefois, pour la station de *Flers*, d'autres arrivées liées à l'explosion se mélangent avec les arrivées liées à l'incendie, d'après Evers *et al.* [2007].

Dans le cadre de cette étude, seules les arrivées les plus rapides sont conservées pour réaliser la localisation.

#### • Identification des phases

À *DBN*, la phase détectée est plus énergétique (près de 1 *Pa*) que celles de *Flers* et *I26DE*. Cela s'explique par la propagation d'une onde directe faiblement atténuée sur une courte distance.

Les contenus fréquentiels et les vitesses apparentes ne se démarquent pas les unes des autres, ce qui rend l'identification des phases plutôt difficile.

La distance séparant la prélocalisation de la station *DBN* penche en faveur d'une arrivée troposphérique *Iw*. Alors qu'aux stations de *Flers* et *I26DE*, les paramètres de détection ne permettent pas de trancher.

Les caractéristiques de détections et les hypothèses sur l'identification des arrivées sont résumées dans le tableau 4.2.

Des simulations peuvent apporter de l'information pour cette étape. Elles nécessitent la connaissance de la source, pour être initialisées, cette dernière étant obtenue par croisement d'azimut sans corrections de l'influence du milieu.

Les simulations par tracé de rai sont réalisées en intégrant les modèles *HWM*. La figure 4.3 présente les résultats de *WASP-3D Sph* avec la position des rebonds en fonction de la distance séparant la source de la station, pour *Flers* et *I26DE*.

Aucune arrivée n'est prédite à la station *DBN* avec les modèles empiriques. Ce résultat est lié à l'utilisation du modèle *HWM* qui sous estime les jets troposphériques. La station *DBN* est dans la zone d'ombre de la source pour de les trajets *Is* et *It*, ce qui conforte l'hypothèse d'une arrivée directe.

Les phases identifiées sont, une arrivée thermosphérique à *I26DE* et une arrivée stratosphérique (*Is2*) ou thermosphérique (*It*) à *Flers*<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Les modèles semi-empiriques *ECMWF* lèvent cette ambiguïté, en permettant d'identifier une phase *Is* [Evers *et al.*, 2007].



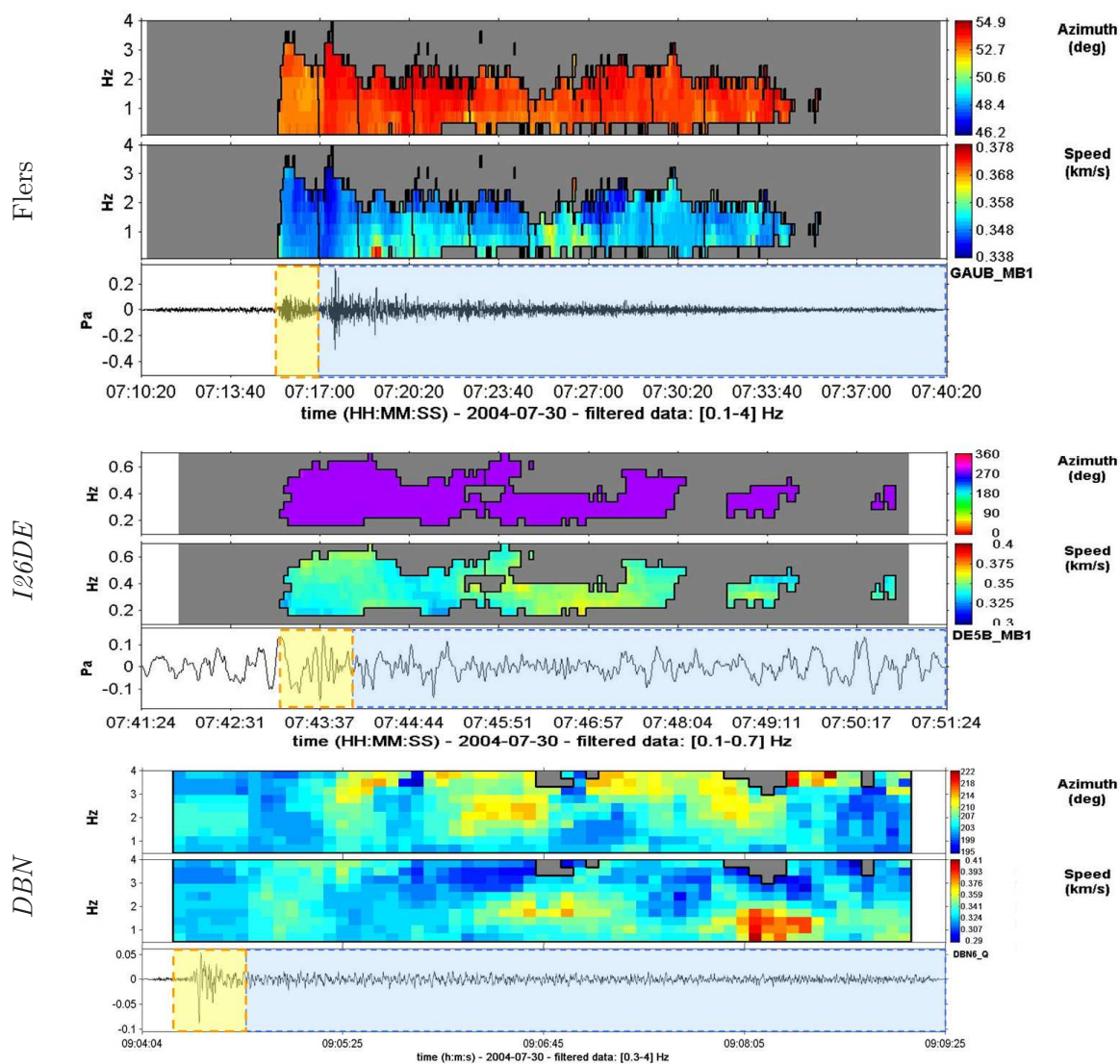


FIG. 4.2 – Détections *P.M.C.C.* [Cansi, 1995] associées à l'explosion de Ghislenghien aux stations de Flers, *I26DE*, *DBN*. Les premières arrivées associées sont encadrées en jaune, la combustion du gaz est associée aux arrivées encadrées en bleu.

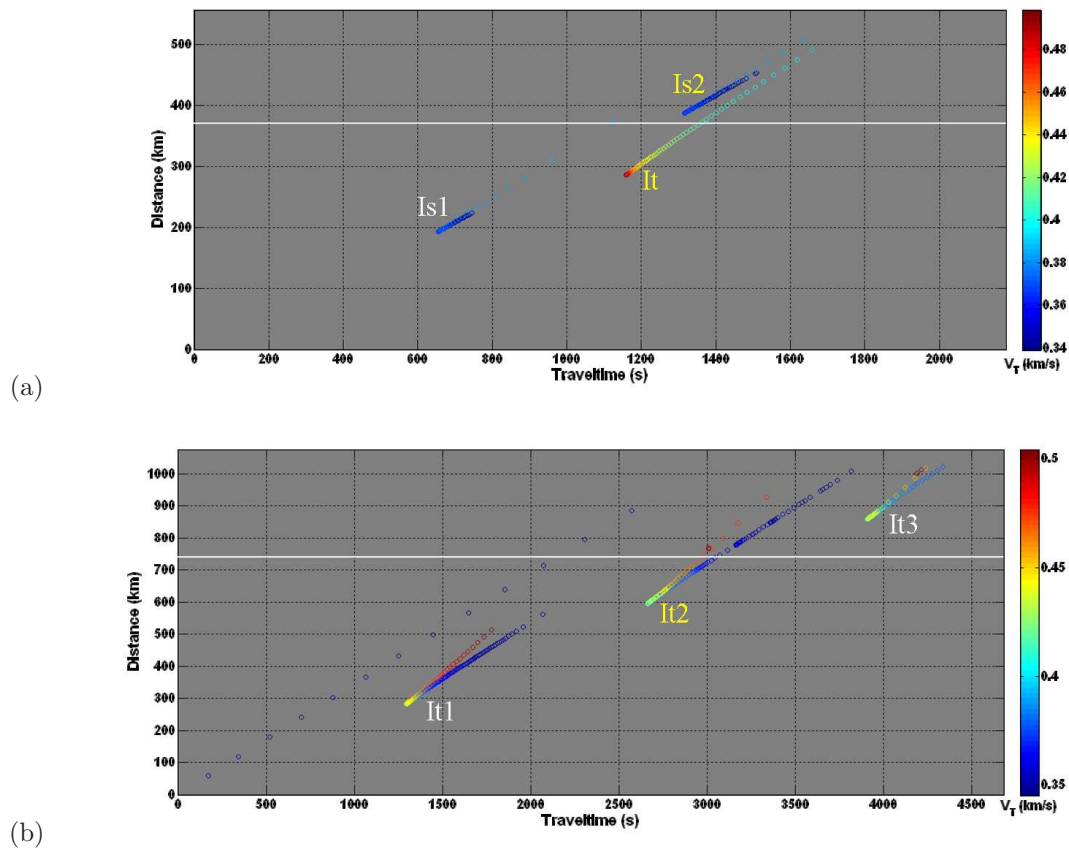


FIG. 4.3 – Hodochrones réalisés avec *WASP-3D Sph* et les modèles *HWM* aux stations (a) de Flers et (b) *I26DE*.

Stations	DBN	Flers	I26DE
Heure d'arrivée (HH:MM:SS)	07:04:25	07:15:30	07:43:07
Azimut de détection ( $^{\circ}$ )	$208.5 \pm 0.6$	$53.5 \pm 0.3$	$291.8 \pm 0.7$
Fréquence (Hz)	0.2	0.2	0.2
Amplitude (Pa)	$0.8 \pm 0.4$	$0.4 \pm 0.2$	$0.15 \pm 0.1$
Célérité apparente (m/s)	$345 \pm 10$	$343 \pm 5$	$336 \pm 5$
Identification	<i>Iw</i>	<i>Is</i>	<i>It</i>

TAB. 4.2 – Paramètres de détections pour les stations : *DBN*, *Flers*, *I26DE*.

#### 4.1.2 Tables locales

Les tables locales sont construites pour *Flers* et *I26DE* et présentées en figure 4.5. Elles sont centrées sur la prélocalisation et leurs dimensions sont choisies pour des déviations maximales des azimuts de l'ordre de  $15^{\circ}$ .

Pour *DBN*, aucune arrivée n'est prédite par les simulations avec les modèles *HWM*. Pour

*I26DE*, seules les phases thermosphériques donnent des résultats. Et pour Flers, on obtient les tables stratosphériques et thermosphériques.

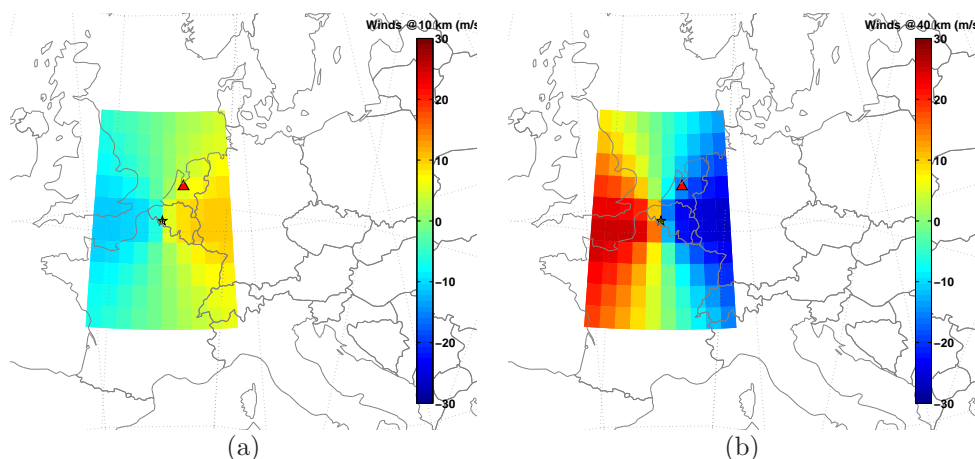


FIG. 4.4 – Vents *HWM* au 30 juillet 2004, (a) dans la troposphère (à 10 km) et (b) dans la stratosphère (à 40 km).

Les variations de déviations d'azimuts sont peu importantes au sein d'une table (inférieures à  $2^\circ$ ) et leurs valeurs assez faibles, entre  $-1.5$  et  $2^\circ$  en considérant tous les résultats. Les faibles variations d'azimuts prédites s'expliquent par des vents faibles, de moins de 10 m/s dans la troposphère et moins de 20 m/s dans la stratosphère (figure 4.4).

Les célérités moyennes sont bien démarquées en donnant à Flers, 290 à 310 m/s pour les *Is* et 240 à 285 m/s pour les *It*. Pour les arrivées thermosphériques à la station allemandes, elles sont comprises entre 230 et 240 m/s.

Les valeurs de célérités moyennes notées correspondent à celles fournies dans la littérature [Brown *et al.*, 2002a] (section 1.1.3.3, tableau 1.1).

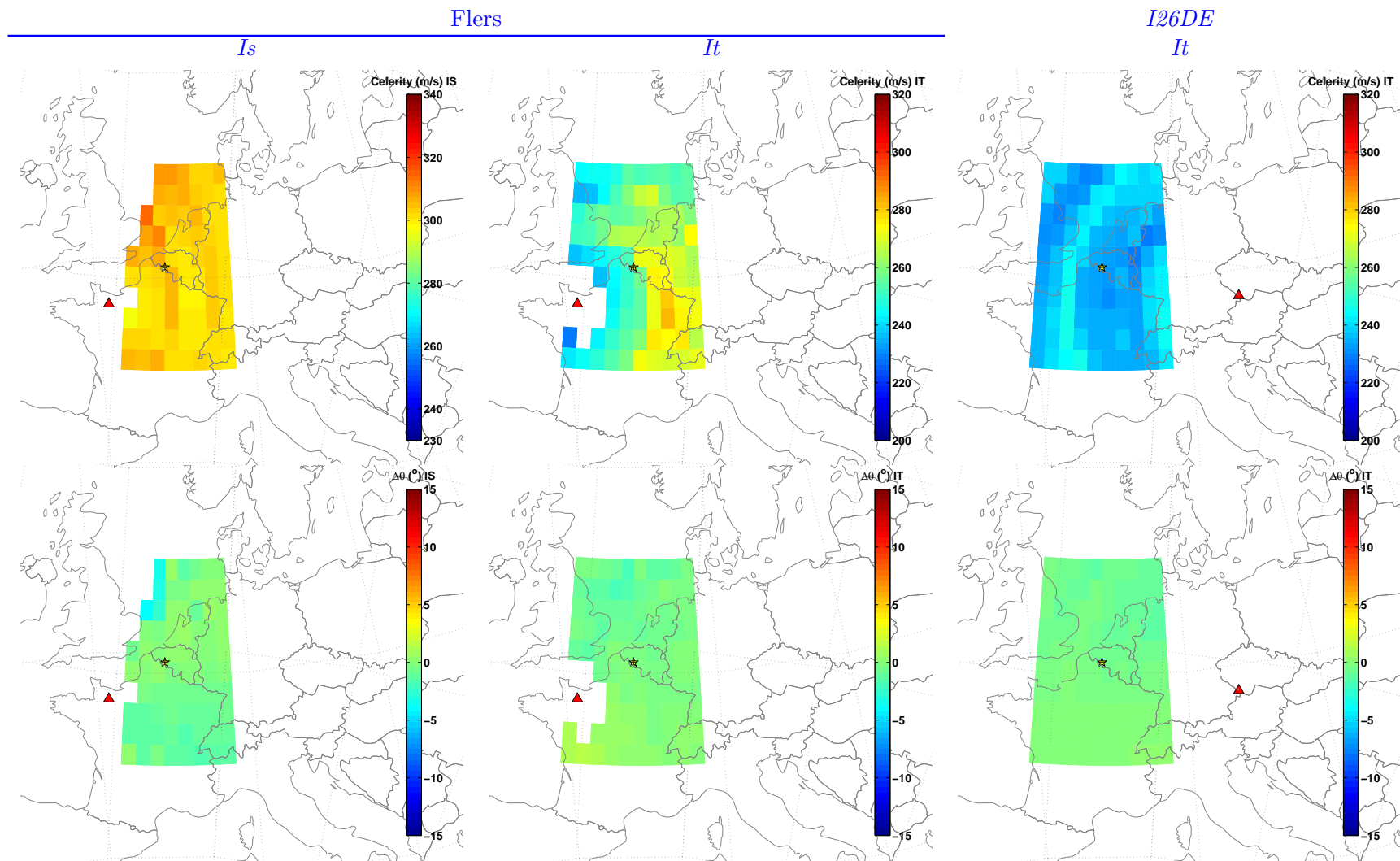


FIG. 4.5 – Tables locales par types de phases pour les stations de Flers et *I26DE*.

### 4.1.3 Localisation

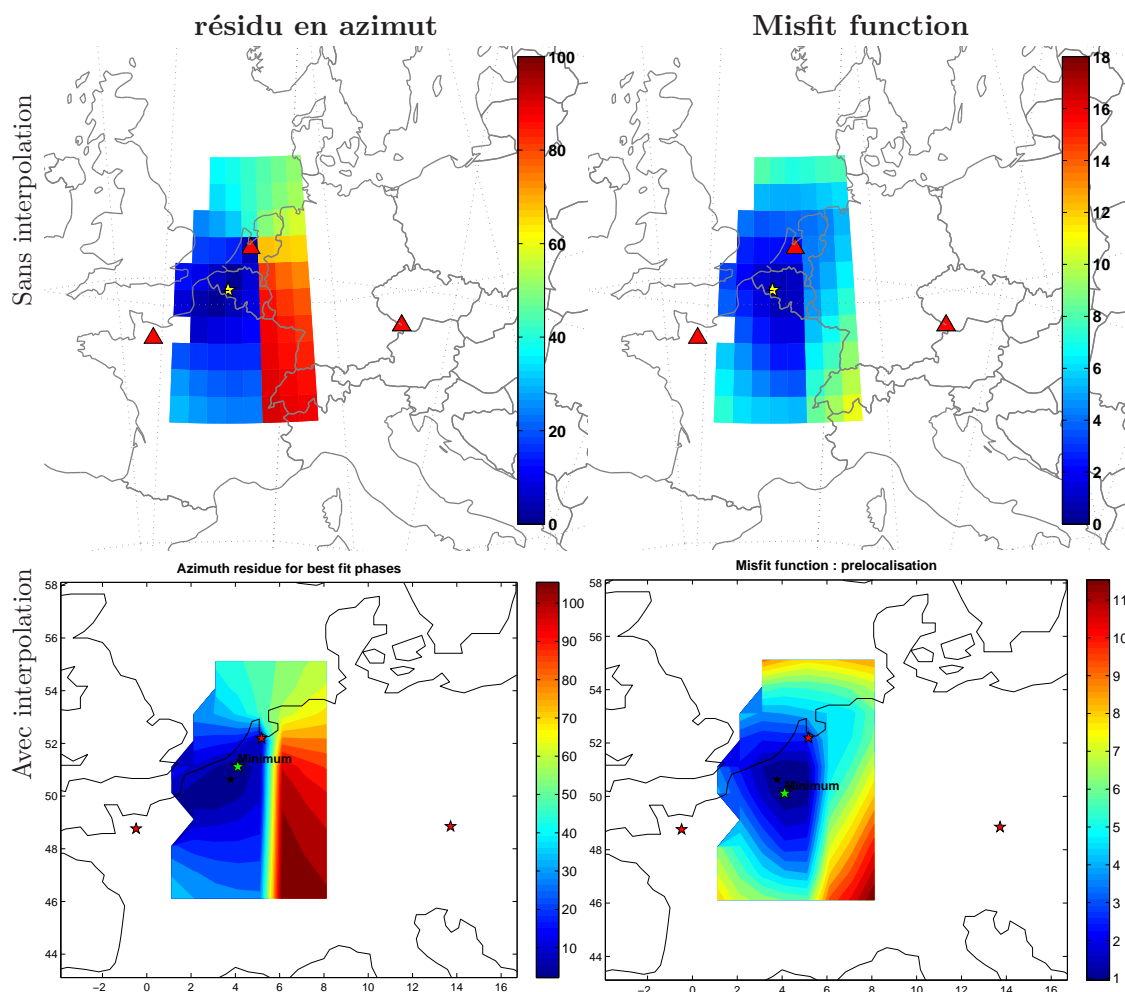


FIG. 4.6 – **Localisation** de l'évènement du 30 juillet 2004 avec *HWM* pour les stations de Flers, *DBN* et *I26DE*. Les résidus en azimuth (en degré) sont à gauche et (b) la fonction de *Misfit* à droite, avec interpolation linéaire sur la grille en bas et sans interpolation en haut.

La localisation est réalisée pour les stations de Flers et *I26DE* avec les tables locales, les tables fournissent les corrections à apporter aux paramètres de détection. Aucune arrivée n'étant prédite pour *DBN*, ses paramètres ne sont donc par corrigés. La célérité de l'onde directe détectée et fixée à la vitesse du son ( $340\text{ m/s}$ ).

On considère l'arrivée de Flers comme une arrivée stratosphérique, les résultats de la localisation sont présentés en figures 4.6.

Le lieu de l'évènement étant connu par des observations sur site, il est alors possible d'estimer les erreurs de localisation :

- Sans correction et avec les phases les plus rapides :  $71\text{ km}$  ;
- Avec minimisation des azimuts et phases les plus rapides :  $58\text{ km}$  ;
- Avec minimisation des temps de vol et phases les plus rapides :  $66\text{ km}$  ;
- Avec minimisation des azimuts et des temps de vol et phases les plus rapides :  $58\text{ km}$  ;

La localisation à l'aide des tables avec les modèles *HWM* est peu concluante dans cette configuration en raison de l'absence de phases prédites à *DBN* et de faibles corrections d'azimuts simulées.



FIG. 4.7 – Localisation de l'évènement du 30 juillet 2004 vers 7 : 00 *TU* avec les stations de Flers, *DBN* et *I26DE* (l'étoile jaune pour Ghislenghien et le losange vers pour la localisation infrason).

On peut noter qu'en cas de confusion pour l'arrivée à Flers, la prise en compte d'une phase thermosphérique plutôt que stratosphérique donne des résultats de localisation proches (erreur de localisation de 61 *km* après correction des azimuts).

Cependant cette remarque ne peut pas être généralisée, étant donné les modèles empiriques utilisés.

Les tables donnent les corrections à apporter aux paramètres de détection pour la localisation. Toutefois, l'utilisation des modèles empiriques limite les résultats tant ils lissent les champs de vents. L'utilisation de champs de vents réalistes *ECMWF* a conduit à de meilleurs résultats Evers *et al.* [2007].

L'identification des phases est une étape importante de cette analyse. Dans ce cas particulier, la présence de *DBN* dans la zone d'ombre de la source est une donnée qu'il faut connaître avant de localiser.

Cet exemple donne une première application des tables dans la procédure de localisation pour une configuration de stations encadrant géographiquement la source et pour des distances de propagation inférieures à 1000 *km*.



## 4.2 Explosion de Novaky (Slovaquie), le 2 mars 2007

Une usine militaire slovaque a explosé le 2 mars 2007 à Novaky, Slovaquie. L'explosion a provoqué le décès de trois personnes et en a blessé quarante-cinq autres, dont six grièvement<sup>2</sup>.

Le bâtiment, dans lequel les opérations de démontage d'anciens stocks d'armes étaient réalisées, a été détruit ainsi que ses environs proches (dans un rayon de quelques dizaines de mètres).

La configuration de cette événement est originale, en raison de la répartition des stations (toutes les stations ayant détectées l'évènement sont situées sur des latitudes proches de 50°N) et des distances de détection (jusqu'à 4500 km). La recherche de la localisation dans de telles circonstances est difficile et permet de tester l'approche par tables locales. À nouveau, les modèles empiriques *HWM* et *MSIS-E* sont utilisés pour les simulations (seuls modèles disponible pour cette période et cette zone géographique).



FIG. 4.8 – Photographies de l'explosion de Novaky (voir le site du CSEM<sup>3</sup>).

### 4.2.1 Analyse et localisation sismique

L'explosion principale a pu être entendue jusqu'à 50 kilomètres du lieu de l'explosion et a engendré des ondes sismiques équivalentes à celles d'un tremblement de terre de magnitude  $ML = 2.2$ .

Le *CSEM*<sup>4</sup> donne une localisation sismique de l'évènement à 48.74°N et 18.47°O avec une heure origine de 15:28:04 TU et une profondeur nulle (figure 4.9).

Cette localisation est utilisée comme référence, le lieu exacte de l'usine n'ayant pas été relevé précisément.

<sup>2</sup>Selon un rapport de l'agence de presse slovaque *TASR*.

<sup>4</sup>*CSEM* : Centre Sismique Euro-Méditerranée [www.emsc-csem.org](http://www.emsc-csem.org)

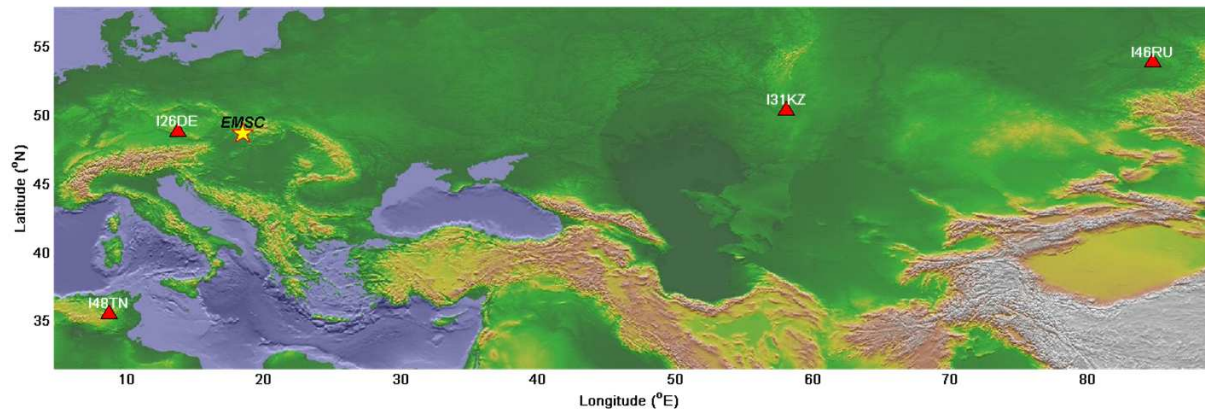


FIG. 4.9 – Localisation sismique de l'évènement du *CSEM* (étoile jaune) et stations du *SSI* les plus proches (triangles rouges).

#### 4.2.2 Détections infrasonores et arrivées associées

##### • Détections à *I26DE*, *I31KZ* et *I46RU*

Trois stations infrasons du *SSI* ont détecté l'explosion (tableau 4.3 et figure 4.10).

Station	Latitude	Longitude	Distance à la source
<i>I26DE</i>	48.85°N	13.72°E	350 km
<i>I31KZ</i>	50.41°N	58.03°E	2835 km
<i>I46RU</i>	53.90°N	84.80°E	4490 km

TAB. 4.3 – Stations ayant détecté l'évènement de Novaky le 2 mars 2007.

Des arrivées ont été détectées le 2 mars 2007 aux stations allemande (*I26DE*), kazakh (*I31KZ*) et russe (*I46RU*) toutes cohérentes avec l'évènement étudié. Aucune détection n'a été relevée en Tunisie (*I48TN*) ou en France (Flers).

Les faibles variations des paramètres *PMCC* sur les signaux ont fait ressortir une unique arrivée par station. Les diagrammes temps - fréquence et temps - amplitude présentés font ressortir les trois détections aux trois stations (figure 4.10).

La figure 4.10 présente les signaux remis en phase, ce qui permet de faire ressortir les détections du bruit de fond et d'évaluer avec précision l'heure de la détection.

Les paramètres des détections présentent de grandes similarités pour les trois stations : vitesses de passage entre 325 et 340 m/s, amplitudes crête à crête de  $\sim 0.1 Pa$  et contenus fréquentiels compris entre 0.5 et 1.5 Hz.

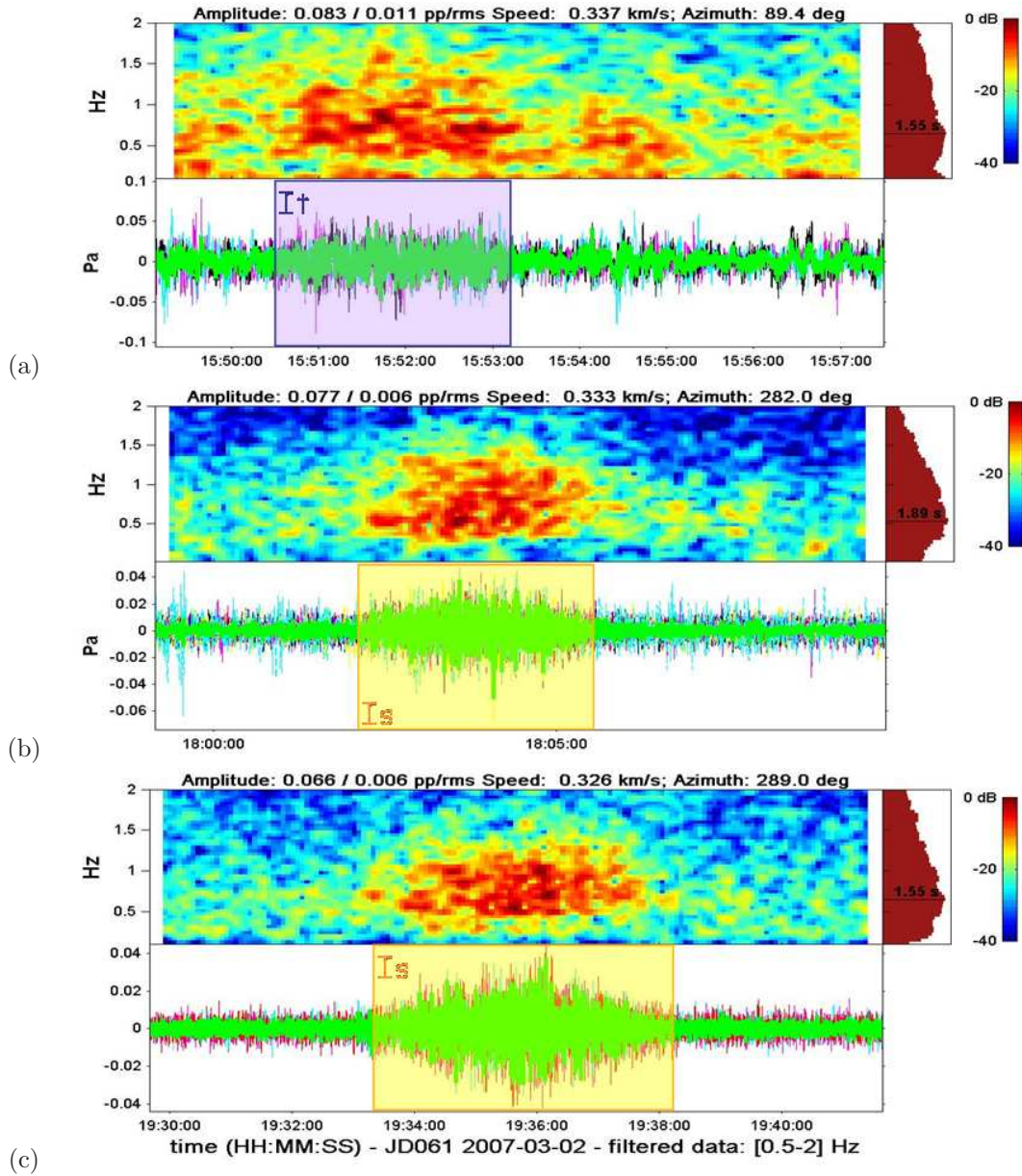


FIG. 4.10 – Detections avec *PMCC* pour les trois stations du *SSI* : (a) *I26DE*, (b) *I31KZ* et (c) *I46RU*.

### • Identification des phases

S'il apparaît au premier abord que les phases détectées sont probablement des phases stratosphériques, rien ne permet encore d'écarter des arrivées thermosphériques. Les champs de vents issus des modèles statistiques *HWM* (figure 4.11) sont favorables à des arrivées stratosphériques aux stations septentrionales *I31KZ* et *I46RU* et à des arrivées thermosphériques pour la station allemande *I26DE* (les vents dans la stratosphère s'opposent à l'établissement d'un guide d'onde).

Ainsi, à la station *I26DE*, la phase détectée apparaît être une arrivée thermosphérique alors qu'aux stations *I31KZ* et *I46RU* le jet stratosphérique est tel qu'il favorise des détections stratosphériques.

La localisation de l'évènement, puis les simulations de la propagation réalisées avec *WASP-3D*

*Sph* viendront ensuite étayer ou infirmer cette identification des phases.

Stations	I26DE	I31KZ	I46RU
Heure d'arrivée (HH:MM:SS)	15:51:20	18:01:50	19:33:30
Azimut de détection ( $^{\circ}$ )	$89.5 \pm 1.2$	$281.9 \pm 1.2$	$288.9 \pm 0.3$
Fréquence (Hz)	$0.85 \pm 0.4$	$1.1 \pm 0.5$	$0.76 \pm 0.25$
Amplitude (Pa)	$0.14 \pm 0.05$	$0.010 \pm 0.008$	$0.010 \pm 0.004$
Célérité apparente (m/s)	$337 \pm 7$	$333 \pm 7$	$326 \pm 2$
Identification	<i>It</i>	<i>Is</i>	<i>Is</i>

TAB. 4.4 – Synthèse des détections aux stations du *SSI* : *I26DE*, *I31KZ*, *I46RU* pour l'évènement de Novaky du 2 mars 2007.

### • Validation de l'identification des phases

Cet évènement a également généré des ondes sismiques détectées à distances régionales (une localisation sismique est disponible). Dans le cadre de cette étude, il est possible de faire des simulations pour vérifier la coïncidence des résultats avec nos hypothèses.

La figure 4.12 présente les résultats des simulations de tracé de rais avec *WASP-3D Sph* en implémentant les modèles statistiques *HWM* sous forme d'hodochrones (temps - distance). Un intérêt des hodochrones est de pouvoir superposer le signal à la station avec les positions temporelles des rebonds simulés.

Les ellipses jaunes correspondent aux détections *PMCC* pour les stations considérés (figure 4.10).

#### 1. Pour *I26DE* :

L'hodochrone est présenté en figure 4.12 (a) et révèle une seule arrivée thermosphérique *It1* à *I26DE*, comme attendu.

Il est possible de relever les écarts temporels entre détections et simulations. Les résultats pour la station *I26DE* (figure 4.12), donnent un écart de 120 secondes (soit près de 10% du temps de vol total) pour cette arrivée thermosphérique. La phase simulée est en retard ce qui signifie qu'elle parcourt un trajet supérieur en distance à la phase thermosphérique détectée. L'altitude de réfraction simulée est incorrecte et trop élevée, ce qui s'explique par de faibles valeurs de vents données par le modèle ;

#### 2. Pour *I31KZ* :

L'hodochrone est présenté en figure 4.12 (b) et révèle des arrivées stratosphériques (*Is13* ou *Is14*) et thermosphériques d'ordre de rebonds élevés (*It7* à *It9*).

Les phases thermosphériques a grandes distances ne sont pas détectées en général. Les simulations confirment ces résultats. Pour les phases thermosphériques, l'atténuation subie dans les couches supérieures de l'atmosphère est particulièrement élevée et empêche toute détection avec un ordre de rebond élevé. Les simulations *WASP-3D Sph* prédisent des valeurs d'atténuation supérieures à 250 dB pour ces arrivées thermosphériques, il est alors vraiment improbable qu'une arrivée puisse être détectée.



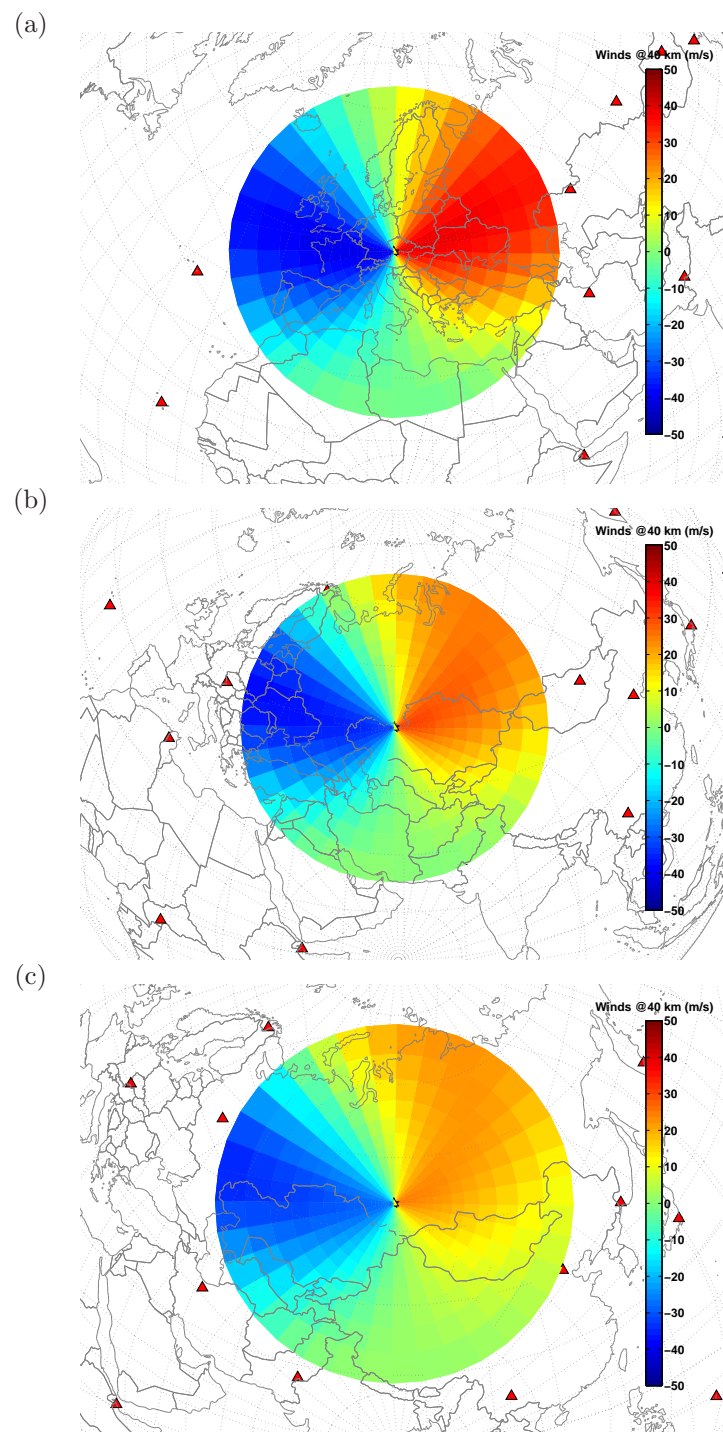


FIG. 4.11 – Vents *HWM* projetés à une altitude de 40 km, centrés sur les stations (a) *I26DE*, (b) *I31KZ* et (c) *I46RU*.

Les simulations prédisent des arrivées avec des temps de vol de 50 à 250 secondes inférieurs à ceux des détections (les temps de vol sont déduits de l'horaire de détection et de la localisation sismique) ;

3. Pour *I46RU* :

L'hodochrone est présenté en figure 4.12 (c) et révèle des arrivées de phases stratosphériques (*Is22* et *Is23*) et thermosphériques d'ordre de rebonds élevés (*It11*), qui ne peuvent pas être détectées non plus (comme pour *I31KZ* les atténuations simulées sont supérieures à 250 dB). Cette fois aussi, les simulations arrivent avant les détections, de 50 à 300 secondes trop tôt ;

3. Pour *I48TN* :

L'hodochrone est présenté en figure 4.12 (d) et révèle des arrivées de phases thermosphériques d'ordres élevés (*It5* à *It7*). Étant donnée la distance séparant la source de la station tunisienne (1665 km) et le nombre de réfractions de la trajectoire thermosphérique (au minimum 5), l'atténuation subie est aussi trop importante pour envisager une détection (l'atténuation simulée par *WASP-3D Sph* est supérieure à 120 dB), ce qui explique l'absence de détection.

En ce qui concerne les phases thermosphériques, à l'exception de sources très énergétiques ou de conditions météorologiques très particulières (tel un très fort jet stratosphérique dans la direction opposée à la trajectoire de la propagation), il est très improbable de détecter des arrivées thermosphériques d'un rang<sup>5</sup> supérieur à 2.

Les écarts temporels observés entre les détections et les simulations s'expliquent en grande partie par l'implémentation des modèles de vents statistiques *HWM* pour les simulations. La précision des modèles atmosphériques est un élément important de l'analyse et de la localisation.

Au contraire, pour *I31KZ* et *I46RU*, les simulations précèdent les détections des arrivées stratosphériques. Cette différence peut provenir du modèle *HWM* qui a tendance à sous-estimer le jet stratosphérique.

À grande distance, la tendance sur les écarts entre détections et simulations est différente, en raison du nombre accru de réfractions hautes et basses le long des trajectoires.

À courtes distances (des distances pour lesquelles l'ordre du rebond est faible, typiquement de rang égal ou inférieur à trois), des altitudes de réfractions stratosphériques différentes, pour un même ordre de rebond, entraînent un temps de vol plus long pour les phases se réfractant le plus haut. À l'inverse, à grandes distances cette différence d'altitude signifie un nombre de rebonds plus faible pour les phases les plus élevées et un temps de vol potentiellement plus court que les phases à réfractions basses.

C'est cette tendance qui est observée aux stations *I31KZ* et *I46RU*. Le jet stratosphérique *HWM* moins marqué que dans la réalité, crée un guide stratosphérique trop étendu en altitude. Ainsi les phases stratosphériques se décalent temporellement (le décalage est progressif à distances équivalentes, il est d'abord faible, puis il s'accroît avec les "sauts" réguliers d'ordres des rebonds).

Cette même étude menée avec des modèles semi-empiriques (*ECMWF* ou *NRL-G2S*), apporterait très certainement un degré de précision supérieur aux simulations.

---

<sup>5</sup>Rang ou ordre de rebond.



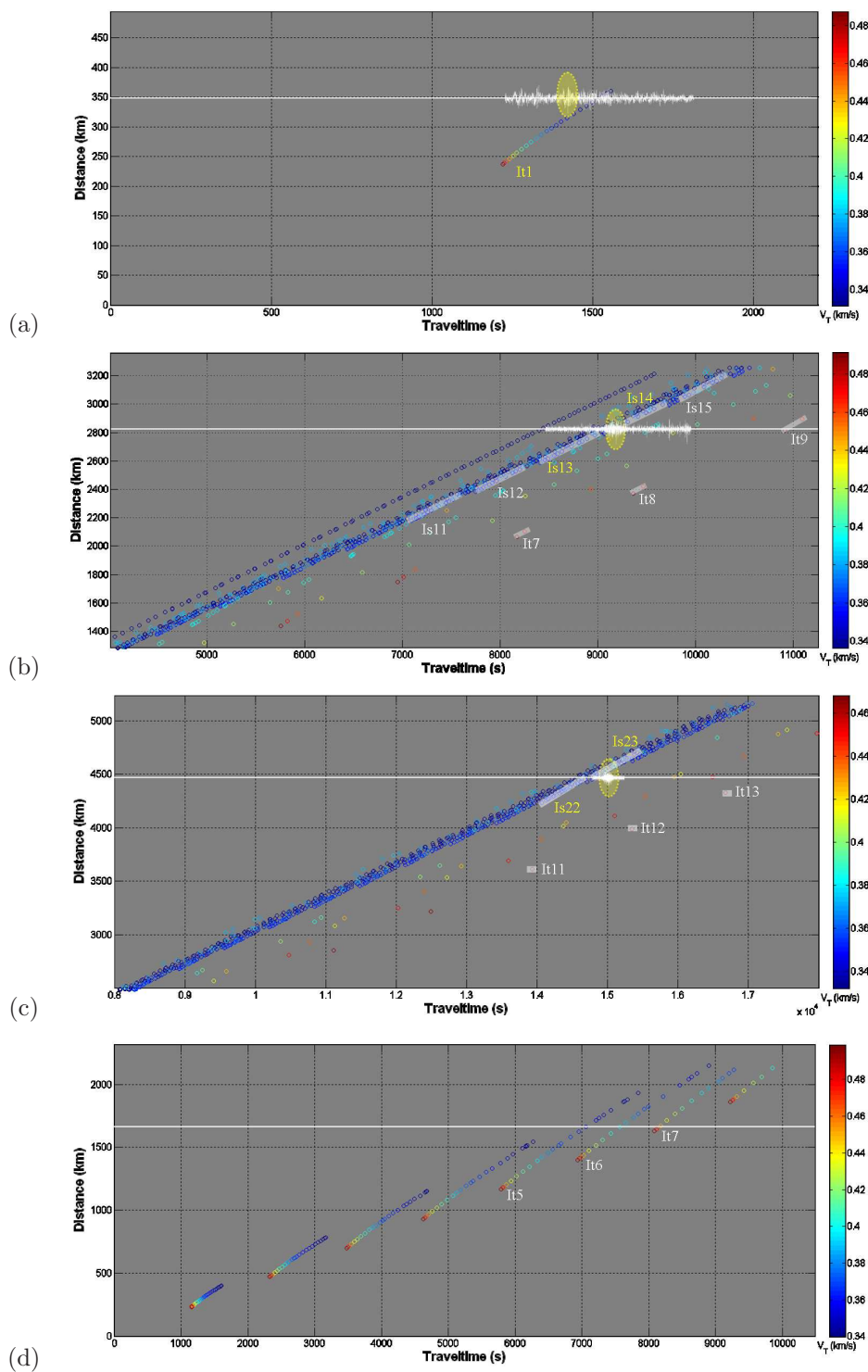


FIG. 4.12 – Hodochrones réalisés avec *WASP-3D Sph* et le modèle *HWM* aux stations (a) *I26DE*, (b) *I31KZ*, (c) *I46RU* et (d) *I48TN* pour l'évènement de Novaky du 2 mars 2007.

### 4.2.3 Tables globales

Les tables globales sont construites pour les trois stations étudiées et les résultats sont présentés en annexe A.3.1.

Quelques enseignements peuvent alors être déduits des tables. Les arrivées thermosphériques sont prédites dans tous les azimuts à *I26DE* et des arrivées stratosphériques atteignent les stations *I31KZ* et *I46RU*. Les simulations ne récusent pas l'identification de ces phases.

En raison de la précision des modèles empiriques, les erreurs sur les temps de vols peuvent être importantes et ainsi générer des incertitudes élevées pour la localisation.

On préfère alors l'utilisation de tables locales.

### 4.2.4 Tables locales

Pour une localisation à plusieurs stations avec une prélocalisation, la construction des tables locales peut être mise en place.

Les tables locales offrent l'avantage d'être plus rapide à construire que les tables globales, cette différence de temps de calculs évoluant en fonction de la précision recherchée et de la distance de la zone source à la station.

La zone de points sources (figure 4.13) est alors définie en fonction d'une position centrale, correspondant à la prélocalisation. Elle présente des dimensions suffisantes pour interpréter des déviations d'azimuts importantes.

La prélocalisation est réalisée par croisement des azimuts. Elle prend en compte les trois stations et donne la position géographique [48.90°N ; 21.13°E].

La grille source a ensuite été construite autour de ce point en fixant les dimensions maximales de la grille. Ici, la grille est rectangulaire et a pour dimensions 10° sur 10° avec une résolution d'1°.

La détection de phases stratosphériques à ces distances traduit la présence d'un jet stratosphérique favorisant la propagation des ondes vers l'Est.

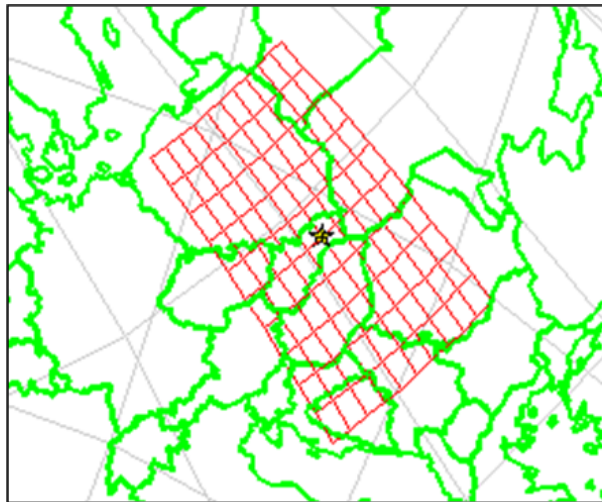


FIG. 4.13 – Maillage de *points sources* pour la construction des tables locales, il est centré sur la prélocalisation (obtenue par croisement des azimuts non corrigés).

Les tables locales avancées peuvent être établies, en intégrant les modèles de vents *HWM*, pour les trois stations et l'ensemble des phases simulées.

Seules les phases thermosphériques sont simulées à *I26DE* (figure 4.14). Les résultats pour les stations *I31KZ* et *I46RU* sont très similaires en raisons de l'alignement des deux stations avec la source. On choisit de montrer les résultats pour la station kazakh (figure 4.15).

#### 4.2.5 Localisation

Les résultats des tables locales avancées conduisent aux localisations (explicitées en section 3.3) par minimisation des résidus en azimuts et de la fonction de *misfit* pour les phases les plus rapides (figure 4.16).

Les erreurs sur la localisation sont estimées en prenant pour référence la localisation sismique du *CSEM*. :

- Sans correction : 204 km ;
- Avec correction des azimuts : 130 km (la région des résidus les plus faibles est étendue et contient Novaky) ;
- Avec correction des temps : 193 km ;
- Avec correction des azimuts et des temps : 41 km.

Les localisations obtenues avec chacune des méthodes sont différentes (et même éloignées - environ 220 km entre la localisation en minimisant les résidus sur les temps et celle en corrigeant les azimuts).

La localisation en corrigeant à la fois les temps et les azimuts est très correcte (41 km) compte tenu des distances de propagation (jusqu'à 4500 km), mais est une coïncidence heureuse étant donné les écarts séparant le minima de la correction des temps et celui des azimuts.

La localisation avec les temps n'améliore pas les résultats de la localisation (par rapport à la prélocalisation), ce qui est logique étant donné les écarts relevés entre le temps de propagation réel (obtenu à partir de la localisation sismique et de l'heure de détection) et les résultats des simulations.

Ces écarts s'expliquent par l'utilisation du modèle *HWM* pour les simulations.

Le minima en considérant les azimuts est contenu dans la grille, ce qui laisse supposer que ces dimensions sont acceptables pour la plupart des configurations étant donné les distances de propagation en jeu (près de 4500 km, ce qui est assez rare). Cependant, la localisation avec les temps est à un élément du bord de la grille. Pour l'opérationnel, la dimension choisie pour construire les grilles locales, pourrait donc être légèrement augmentée ou conservée (les erreurs sur les temps de vol sont importants en raison des distances de propagation et de l'utilisation des modèles empiriques).

L'amélioration des modèles empiriques est un enjeu important pour la précision de la localisation des sources infrasons et fait encore l'objet de nombreuses études [O'Brien *et al.*, 2007a,b]. De nouveaux modèles empiriques *HWM-2007* [Drob *et al.*, 2007] sont attendus offrant une meilleure précision dans la thermosphère.

L'utilisation des modèles semi-empiriques permettrait d'analyser plus précisément les temps de vol pour les phases stratosphériques relevées aux stations orientales.

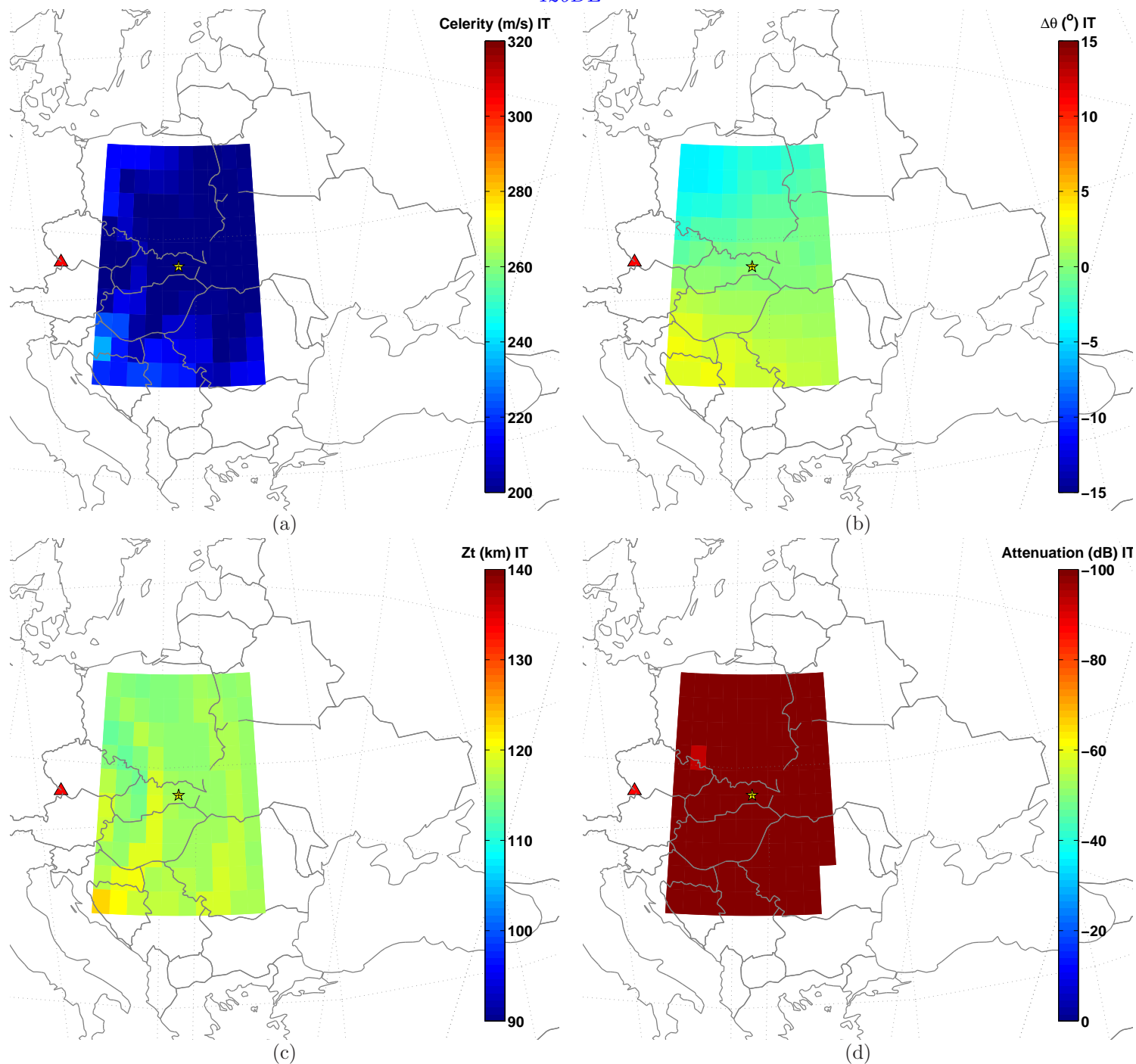
*I26DE*

FIG. 4.14 – **Tables locales avancées** à la station de *I26DE* pour la phase **thermosphérique** : (a) célérité moyenne, (b) déviation d'azimut, (c) altitudes de réfraction et (d) atténuation.

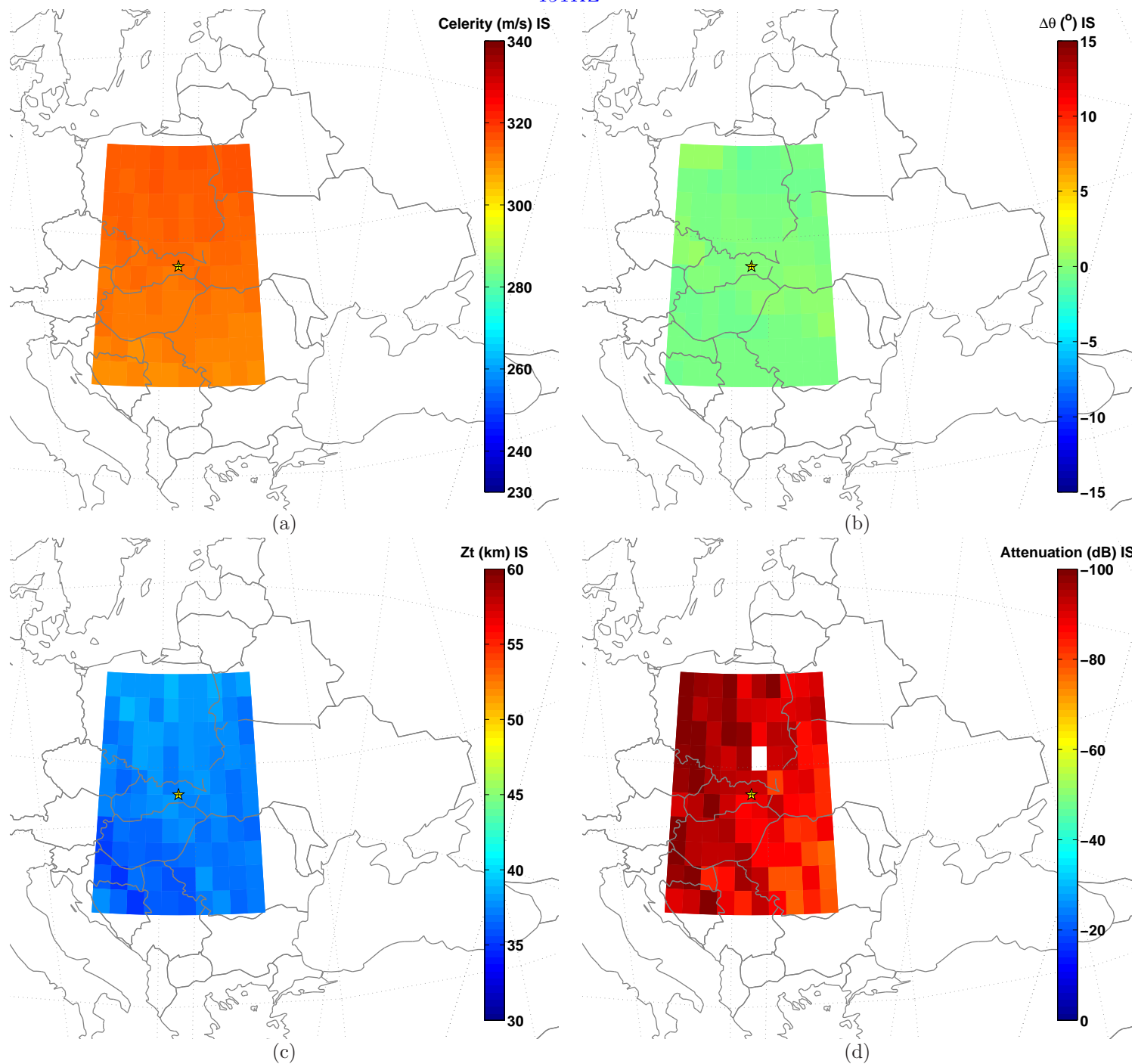
*I31KZ*

FIG. 4.15 – **Tables locales avancées** à la station de *I31KZ* pour la phase **stratosphérique** : (a) célérité moyenne, (b) déviation d'azimut, (c) altitudes de réfraction et (d) atténuation

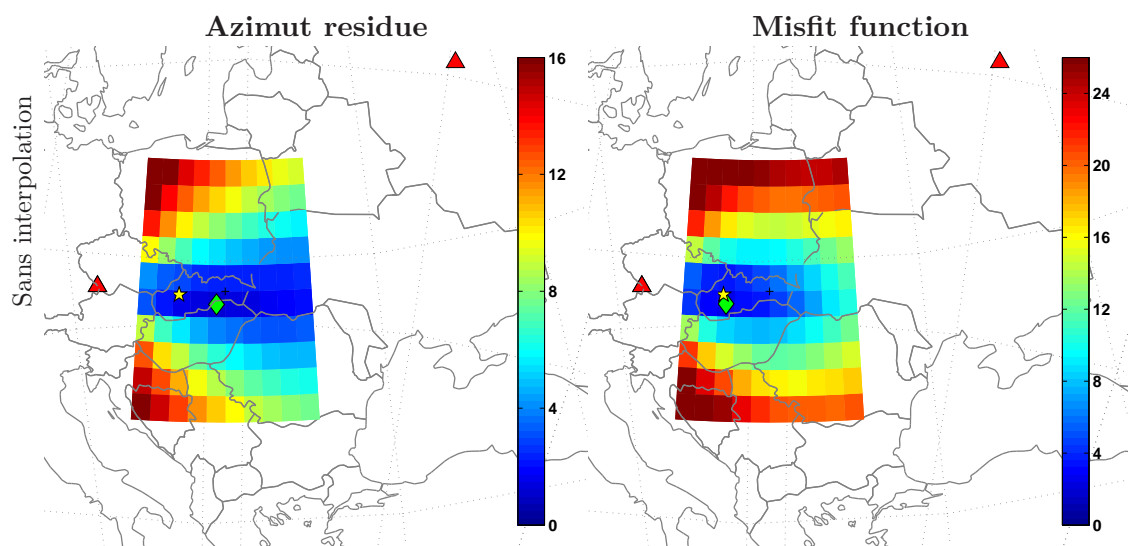


FIG. 4.16 – **Localisation** de l'évènement du 02 mars 2007 avec *HWM* pour les stations *I26DE*, *I31KZ* et *I46RU*. Les résidus en azimut (en degré) sont à gauche et (b) la fonction de *Misfit* à droite (étoile jaune pour la localisation sismique et losange vert pour localisation infrason).

### 4.3 Explosion de Buncefield (Royaume-Uni), le 11 décembre 2005

Une explosion d'un dépôt de carburant sur le site de Buncefield à Hemel-Hempstead (40 km au nord de Londres) a eu lieu le 11 décembre 2005 vers 6 : 00 *TU*.

Lors de cette explosion 43 personnes ont été blessées et près de 57 millions de litres de carburant ont brûlé. L'incendie a créé un panache de fumée s'étirant sur plus de  $\sim 80,000 m^2$ . Le *BGS*<sup>6</sup> a déterminé l'heure origine de cet évènement à 6:01:32 *TU*, grâce à son réseau composé de 25 stations sismiques. Il estime la perturbation sismique à une magnitude de ML 2.2. Le lieu de l'explosion a pour coordonnées  $51.78^\circ N - 0.43^\circ O$ .

Cet évènement a produit des signaux infrasons sur un grand nombre de stations européennes, en Allemagne, Suède, France et aux Pays-Bas.

Des études de l'évènement ont été menées aussi bien en analysant les arrivées acoustiques sur des capteurs sismiques [Ottemöller and Evers, 2007], qu'en travaillant sur les détections aux stations infrasons [Evers and Haak, 2007] ou en couplant les deux sur l'Europe entière [Ceranna *et al.*, 2007-2008].

L'intérêt de cette explosion est lié aux nombreuses stations l'ayant détecté, aux très nombreuses arrivées enregistrées et à des conditions de vents très favorables pour la propagation des ondes.

Des modèles semi-empiriques *NRL-G2S* ont été utilisés pour l'analyse de cet évènement.

<sup>6</sup>BGS : British Geological Survey (<http://www.bgs.ac.uk>).



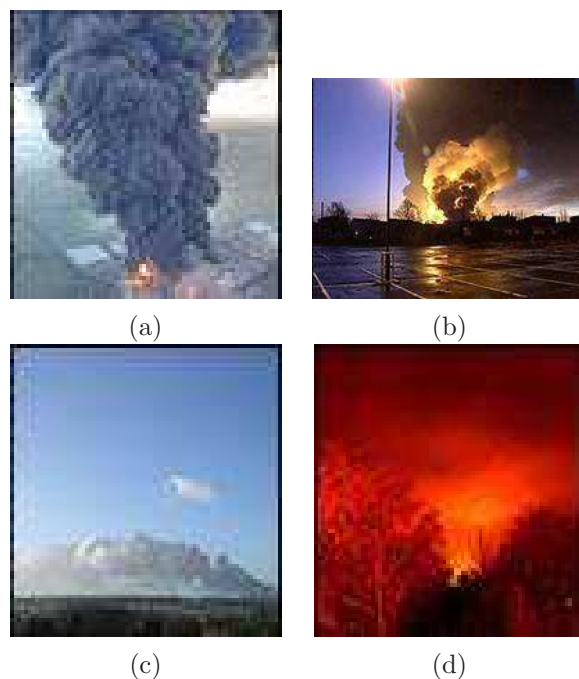


FIG. 4.17 – Photographies de l’explosion de Buncefield.

### 4.3.1 Détections infrasonores et arrivées associées

#### • Détections aux stations Européennes

Sur les sept stations infrasons européennes sur lesquelles nous avons pu travailler, quatre ont détecté des signaux provenant de l’explosion. Le tableau 4.5 reprend la liste des différentes stations et les distances les séparant de l’évènement<sup>7</sup>.

Stations (Pays)	Latitude	Longitude	Distance
Flers (France)	48.85°N	13.72°E	334 <i>km</i>
DIA (Pays-Bas)	52.06°N	5.88°E	435 <i>km</i>
IGADE (Allemagne)	52.19°N	5.18°E	641 <i>km</i>
I26DE (Allemagne)	48.85°N	13.72°E	1057 <i>km</i>
Uppsala (Suède)	59.85°N	17.61°E	1438 <i>km</i>
Lycksele (Suède)	64.61°N	18.71°E	1806 <i>km</i>
Jamton (Suède)	65.87°N	22.51°E	2033 <i>km</i>
Kiruna (Suède)	67.8°N	20.4°E	2114 <i>km</i>

TAB. 4.5 – Stations associées à l’évènement de Buncefield du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU*.

Dans cette partie, l’accent est mis sur les stations allemandes *I26DE* et *IGADE*, suédoise d’Uppsala et française de Flers. La figure 4.18 présente les traitements *P.M.C.C.* réalisés. Les raisons de l’absence de détections aux stations suédoises de Lycksele, Jamton et Kiruna sont également évoquées.

<sup>7</sup>La liste est complétée par une station hollandaise ayant également détecté des arrivées, les informations et traitements relatifs à cette station sont repris dans [Evers and Haak, 2007].

De multiples arrivées sont observées, présentant des paramètres de détections très distincts :

- À Flers : quatre arrivées sont enregistrées sur près de 6 mn avec des variations des directions de propagation de plus de  $10^\circ$  (entre  $-0.2^\circ$  et  $11.6^\circ$ ), près de 40 m/s (entre 338 et 377 m/s) pour les vitesses de passage et des amplitudes relevées entre 0.25 et 2.37 Pa. Le contenu fréquentiel de la quatrième détection se distingue en étant inférieur à 1 Hz, là où les trois autres arrivées proposent des valeurs plus hautes (en couvrant tout le domaine de filtrage de 0.1 à 3 Hz) ;
- À I26DE : six arrivées se succèdent pendant 10 mn avec des paramètres en azimuts variant de  $290^\circ$  à  $297^\circ$ , des vitesses de passages entre 340 et 380 m/s et des amplitudes élevées de 0.4 à 4.88 Pa ;
- À IGADÉ : cinq arrivées étalées sur 5 mn, azimuts entre  $246^\circ$  et  $255^\circ$ , vitesses de passage entre 360 et 420 m/s et un pic d'amplitude proche de 6 Pa ;
- À Uppsala : six arrivées sont observées. Les dimensions de la station étant réduites, la précision sur les détections est moindre. Les valeurs des paramètres de détections sont moins bien contraintes (directions de propagation comprises entre  $220^\circ$  et  $240^\circ$  et les vitesses variant de 400 m/s à plus de 600 m/s).

La multiplicité des arrivées observées rend cet évènement unique. Elle accentue l'importance de l'identification des phases et la complexifie.

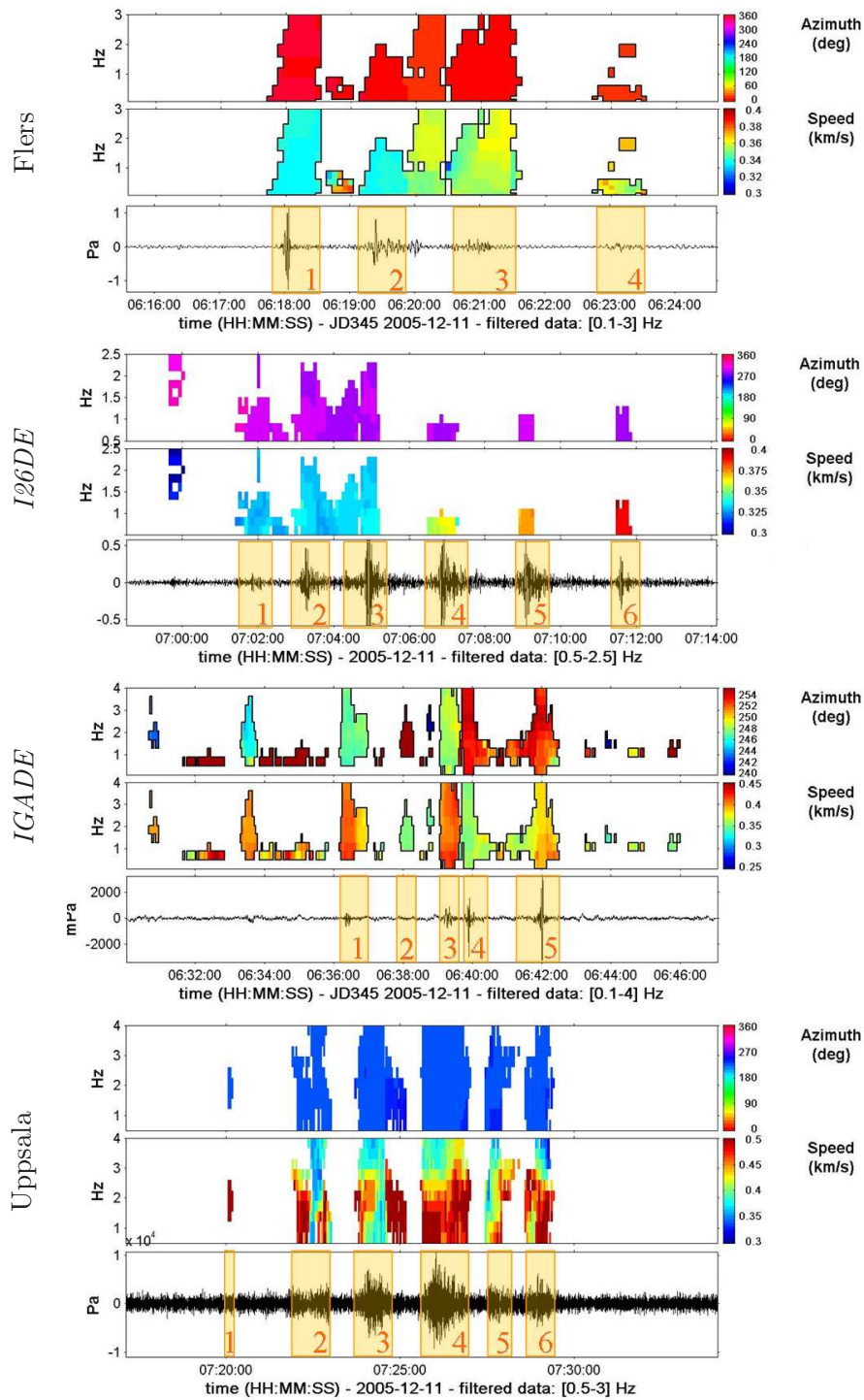


FIG. 4.18 – Detections *P.M.C.C.* associées à l'explosion de Buncefield aux stations de Flers, *I26DE*, *IGADÉ* et Uppsala. Les arrivées associées sont encadrées et numérotées.

### • Une autre source détectée à Flers ?

L'arrivée non associée à l'évènement de Buncefield à Flers est présentée, à partir d'un complément d'analyse *P.M.C.C* sur le passage des ondes à la station de Flers le 11 décembre 2005 entre 6:20:50 et 6:21:50 TU.

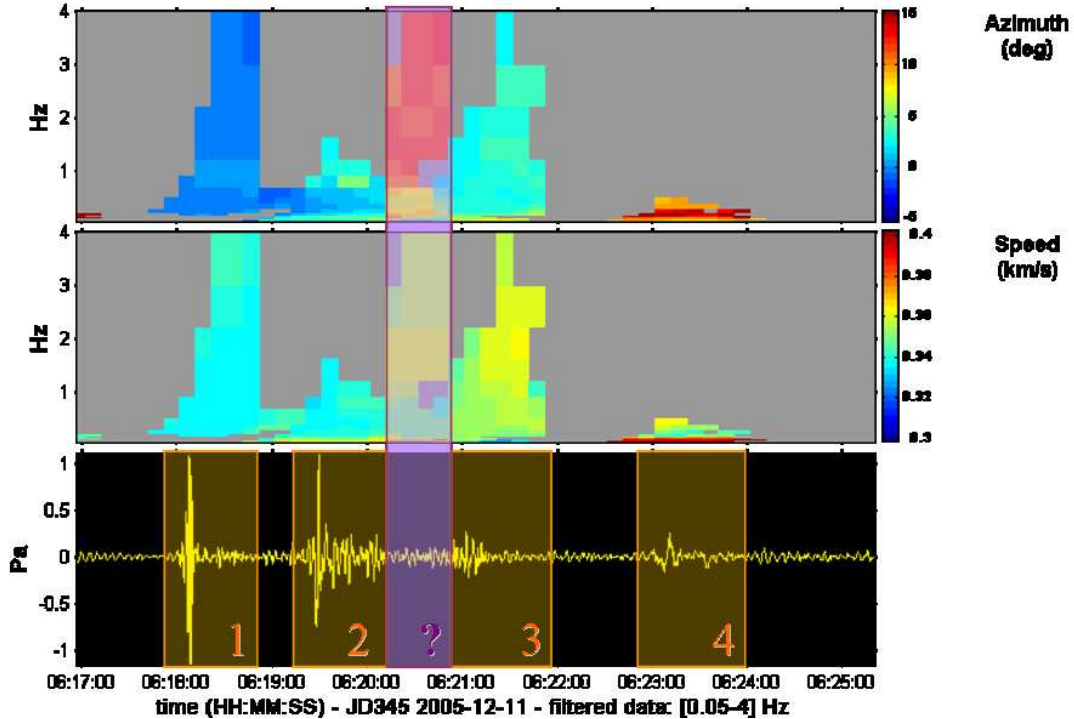


FIG. 4.19 – Détections *P.M.C.C.* [Cansi, 1995] à Flers liées à l'explosion de Buncefield.

La figure 4.19 présente les résultats obtenus par *P.M.C.C.* en adaptant les échelles en azimuth entre  $-5^\circ$  et  $15^\circ$  (en comparaison avec les résultats *P.M.C.C.* de la section 4.3). Il en ressort que l'arrivée (marquée **?**) détectée entre les seconde (**2**) et troisième (**3**) arrivées se démarque de ses deux arrivées.

Son contenu haute fréquence laisse supposer une arrivée stratosphérique (une arrivée thermosphérique serait atténuée en hautes fréquences, à l'image de l'arrivée **4**, comme nous le verrons par la suite). Cette arrivée diffère des deux arrivées l'encadrant. On obtient une amplitude beaucoup plus faible (inférieure à  $0.1 Pa$  contre des valeurs supérieures à  $0.75 Pa$  autrement) et une détection d'azimut très distincte ( $13^\circ$  contre  $3.5^\circ$ ).

Cette détection a peut être pour origine une autre source située dans un azimuth voisin de celui de Buncefield.

Elle peut aussi être expliquée par une arrivée stratosphérique précurseur (onde guidée à  $45 km$  d'altitude), comme celle déjà identifiée sur la station hollandaise *DIA* [Evers and Haak, 2007]. Ce type de phase est créé par un jet stratosphérique puissant.

### • Identification des phases

L'étape d'identification est rendue difficile par le nombre important de détections par station et par des paramètres de propagation aux propriétés exceptionnelles. Ces paramètres ont d'ailleurs donné l'occasion de revenir sur les valeurs de célérités moyennes habituellement utilisées pour identifier les phases (chapitre 3, tableau 3.2).

Les détections aux stations sont résumées dans le tableau 4.6. Il est particulièrement intéressant de noter les multiples arrivées stratosphériques à toutes les stations et notamment à Uppsala et *I26DE* où pas moins de six détections d'ondes stratosphériques sont relevées.

Cet évènement est un cas idéal démontrant l'importance de séparer les détections par ordre de rebonds. En effet, les détections à la station allemande *I26DE*, sont toutes stratosphériques (comme il sera démontré par la suite) et présentent de larges variations dans les paramètres de propagation et de détection.

Tout d'abord, les variations de vitesse et de contenu fréquentiel laissaient à penser que les trois dernières arrivées étaient thermosphériques. Mais l'analyse des conditions atmosphériques pour cette date particulière, puis la localisation de l'évènement et les simulations sont venues contredire ces hypothèses.

### • Conditions atmosphériques

L'évènement de Londres a ceci de particulier, qu'il s'est produit alors qu'un jet stratosphérique de forte puissance soufflait à cette date.

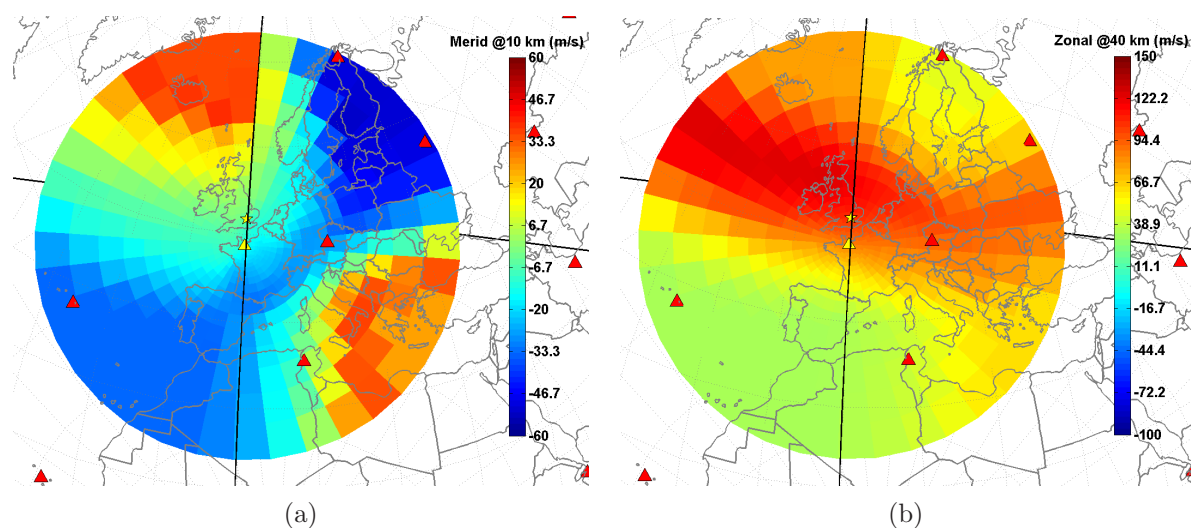


FIG. 4.20 – **Profils de vent** : Les deux figures sont représentées avec des maillages sources centrés sur la station de Flers à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* en prenant en compte les modèles *NRL-G2S*. Le graphique (a) présente les vents méridiens dans la thermosphère (à une altitude de 10 *km*) alors que (b) présente les vents zonaux dans la stratosphère (40 *km*).

La figure 4.20 illustre les vents méridiens dans la troposphère (à 10 *km* d'altitude) et les vents zonaux dans la stratosphère (à 40 *km* d'altitude) à partir des données des modèles semi-empiriques *NRL-G2S*<sup>8</sup>.

Cette figure 4.20 présente les vents vus de la station de Flers en Normandie. Un fort jet troposphérique de 60 *m/s* apparaît créant un guide troposphérique en direction du Sud. De la même façon, un puissant jet stratosphérique de 120 *m/s* peut guider les ondes efficacement en direction du Sud-Est.

La génération probable de phases stratosphériques depuis Londres est de plus évidente à partir des vents projetés présentés par la figure 4.21. Il n'est alors plus étonnant de détecter de multiples arrivées à *IGADE* et *I26DE* situées à l'Est de Londres.

<sup>8</sup>Les modèles *NRL-G2S* nous ont été gracieusement fournis par Douglas Drob, du *Naval Research Laboratory*, pour mener cette étude.

Stations (Pays)	N°	Phase	Heure <i>HH:MM:SS</i>	Fréquence (Hz)	Azimut (°)	Vitesse ( <i>m/s</i> )	Amplitude (Pa)
Flers (France)	1	<i>Iw</i>	6:18:02 à 6:18:15	0.1 à 4	−0.2 à 0.1	338	2.37
	2	<i>Is</i>	6:19:15 à 6:20:00	0.1 à 2.5	1.9 à 2.3	345	1.35
	?	<i>Isf?</i>	6:20:05 à 6:20:50	0.1 à 4	13.0	365	0.1
	3	<i>Is</i>	6:20:50 à 6:21:50	0.1 à 2.5	3.1 à 3.2	355	0.45
	4	<i>It</i>	6:22:30 à 6:24:10	0.1 à 1	8.2 à 11.6	377	0.27
<i>I26DE</i> (Allemagne)	1	<i>Is</i>	7:01:40 à 7:03:07	0.1 à 1.2	292.2	340	< 0.4
	2	<i>Is</i>	7:03:18 à 7:04:23	0.1 à 2	292.4 à 295.8	337	1.86
	3	<i>Is</i>	7:04:40 à 7:05:50	0.1 à 2.5	292.2 à 293.8	338	4.88
	4	<i>Is</i>	7:06:37 à 7:07:37	0.1 à 1.1	291.6 à 293.2	354	2.54
	5	<i>Is</i>	7:08:40 à 7:10:10	0.1 à 1	292.6 à 293.8	376	2.52
	6	<i>Is</i>	7:11:13 à 7:12:22	0.1 à 1.3	291.2 à 293.8	380	1.67
<i>IGADE</i> (Allemagne)	1	<i>Isf/It?</i>	6:36:05 à 6:36:45	0.5 à 3	246.2	412	0.57
	2	<i>Is</i>	6:37:52 à 6:38:18	0.5 à 3	254.3 ± 1.5	352	< 0.20
	3	<i>Isf/It?</i>	6:38:28 à 6:39:20	0.5 à 3	246.2	422	1.24
	4	<i>Is</i>	6:39:38 à 6:40:02	0.5 à 3	252.1 ± 1.4	360	3.87
	5	<i>Is</i>	6:41:48 à 6:42:08	0.5 à 3	250.9 ± 1.1	395	5.95
Uppsala (Suède)	1	<i>Is</i>	7:20:04 à 7:20:10	1.4 à 2.5	232.3	> 600	< 0.06
	2	<i>Is</i>	7:21:55 à 7:23:01	0.5 à 4	222.8 à 231.4	427	< 0.04
	3	<i>Is</i>	7:23:43 à 7:24:37	0.5 à 4	225.7 à 235.5	411	0.08
	4	<i>Is</i>	7:25:37 à 7:27:01	0.5 à 4	227.5 à 233.8	459	0.10
	5	<i>Is</i>	7:27:28 à 7:28:25	0.5 à 4	226.9 à 236.1	423	0.04
	6	<i>Is</i>	7:28:37 à 7:29:25	0.5 à 4	225.2 à 232.0	454	0.06

TAB. 4.6 – Détections associées à l'évènement de Buncefield du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* (*Isf* phases stratosphériques précurseurs [Evers and Haak, 2007]).



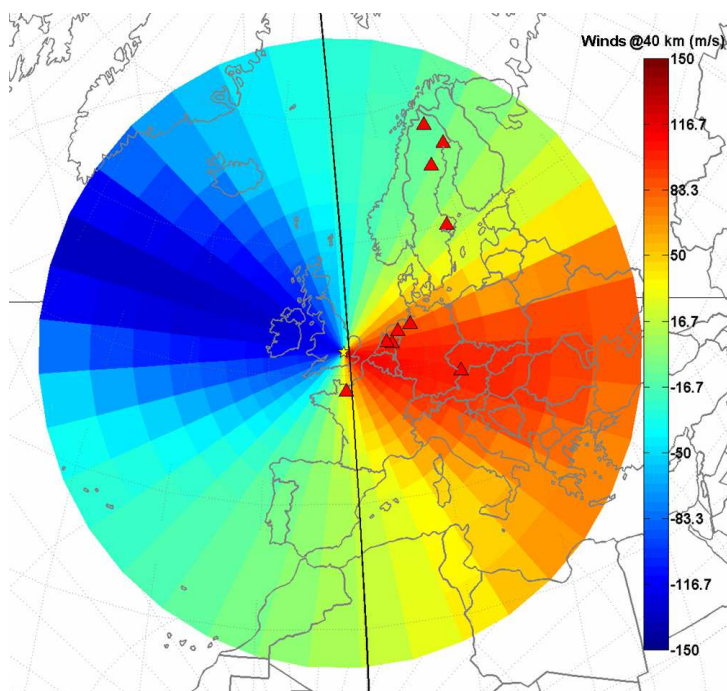


FIG. 4.21 – Champs de vents *NRL-G2S* projetés pour une source à Londres, le 11 décembre 2005.

Ce premier indice est très largement en faveur de détections multiples stratosphériques plutôt que thermosphériques. Étant donné l'intensité des vents projetés pour les directions des détections aux stations allemandes, les retours thermosphériques sont masqués. L'absorption atmosphérique devient telle avec l'altitude que des retours thermosphériques hauts ne peuvent pas être détectés.

#### • Validation de l'identification des phases avec les modèles *NRL-G2S*

En marge de la procédure de localisation, il est important de valider l'identification des phases. Ainsi, à partir de la localisation sismique de l'évènement par le *BGS*, des simulations par tracé de rais *WASP-3D Sph* avec les modèles semi-empiriques *NRL-G2S* sont réalisées.

Les résultats des simulations sont présentés sous forme d'hodochrones<sup>9</sup> en figure 4.22.

Le tableau 4.7 rassemble les résultats des simulations par tracé de rai, en donnant les corrections d'azimuts et les célérités moyennes pour chaque phase détectée.

La majorité des arrivées (18 sur 20) sont prédites par les simulations avec les modèles semi-empiriques permettant ainsi de les identifier.

Pour la station d'*IGADE*, les arrivées notées 1 et 3 ne sont pas expliquées par les simulations. Étant données les vitesses de passages élevées qui sont observées, ces arrivées peuvent être liées à des branches rapides de phases stratosphériques [Evers and Haak, 2007].

#### • Validation avec les modèles *HWM*

Comme pour les résultats obtenus pour les modèles *NRL-G2S*, l'analyse a aussi été conduite avec les modèles statistiques *HWM*.

<sup>9</sup>Les hodochrones, comme en sismologie, donnent les temps de propagation en fonction de la distance séparant la station considérée du lieu de l'évènement.

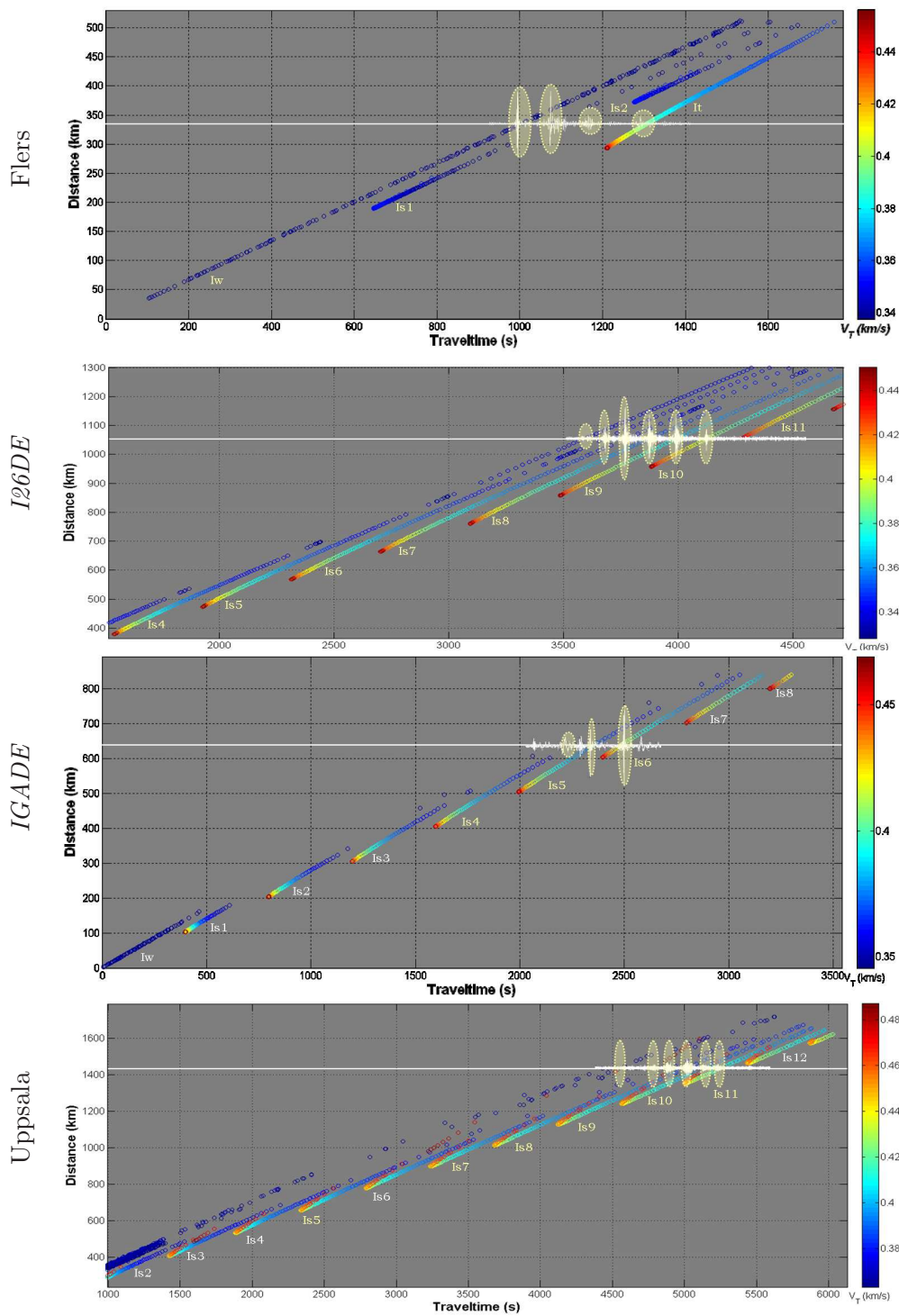


FIG. 4.22 – **Hodochrones** aux stations (a) de Flers, (b) *I26DE*, (c) *IGADE* et (d) d'Uppsala avec *NRL-G2S* (ellipses jaunes pour accord entre arrivées observées et prédites).

Stations (Pays)	Phase	Azimut ( $^{\circ}$ )	Correction d'azimut ( $^{\circ}$ )	Célérité ( $m/s$ )
Flers (France)	<i>Iw</i>	−0.2 à 0.1	0.4 à 0.6	325 à 335
	<i>Is1</i>	1.9 à 2.3	−3 à −4	290 à 300
	<i>Is2</i>	3.1 à 3.2	−5 à −7	292 à 295
	<i>It1</i>	8.2 à 11.6	−12 à −15	240 à 270
<i>I26DE</i> (Allemagne)	<i>Is5</i>	294.2 à 297.2	−0.2	317 à 320
	<i>Is6</i>	292.4 à 295.8	−0.3 à −0.6	282 à 286
	<i>Is7</i>	292.2 à 293.8	−0.3 à −0.5	272 à 278
	<i>Is8</i>	291.6 à 293.2	−0.1 à 0.1	265 à 270
	<i>Is9</i>	292.6 à 293.8	0.1 à 0.3	257 à 265
	<i>Is10</i>	290.2 à 291.4	0.2 à 0.6	252 à 255
<i>IGADE</i> (Allemagne)	<i>Is4</i>	$254.3 \pm 0.8$	0.5 à 1	280 à 285
	<i>Is5</i>	$252.1 \pm 0.4$	2 à 3	270 à 280
	<i>Is6</i>	$250.9 \pm 0.9$	6 à 7	250 à 260
Uppsala (Suède)	<i>Is5</i>	298.0 à 232.3	Conversion	Conversion
	<i>Is7</i>	222.8 à 231.4	5 à 6	295
	<i>Is8</i>	225.7 à 235.5	5 à 6.5	29 à 295
	<i>Is9</i>	227.5 à 233.8	7 à 8	285 à 290
	<i>Is10</i>	226.9 à 236.1	7.5 à 10	280 à 288
	<i>Is11</i>	225.2 à 232.0	12 à 18	277 à 283

TAB. 4.7 – Synthèse des détections et attributions des tables à partir des modèles semi-empiriques *NRL-G2S*.

La figure 4.23 reprend les hodochrones réalisés pour les quatre stations identifiées. Le tableau 4.8 résume les paramètres de propagation simulés pour chacune des phases détectées.

Ceux-ci montrent une faible corrélation entre les simulations *WASP-3D Sph* et les caractéristiques des arrivées aux quatre stations, seules 8 des 20 arrivées trouvent une explication.

Les temps de propagation prédits ainsi que les phases ou leurs nombres ne correspondent que très approximativement. Si les ordres de grandeur sont corrects, ces valeurs donnent une approximation "grossière" des caractéristiques des phases.

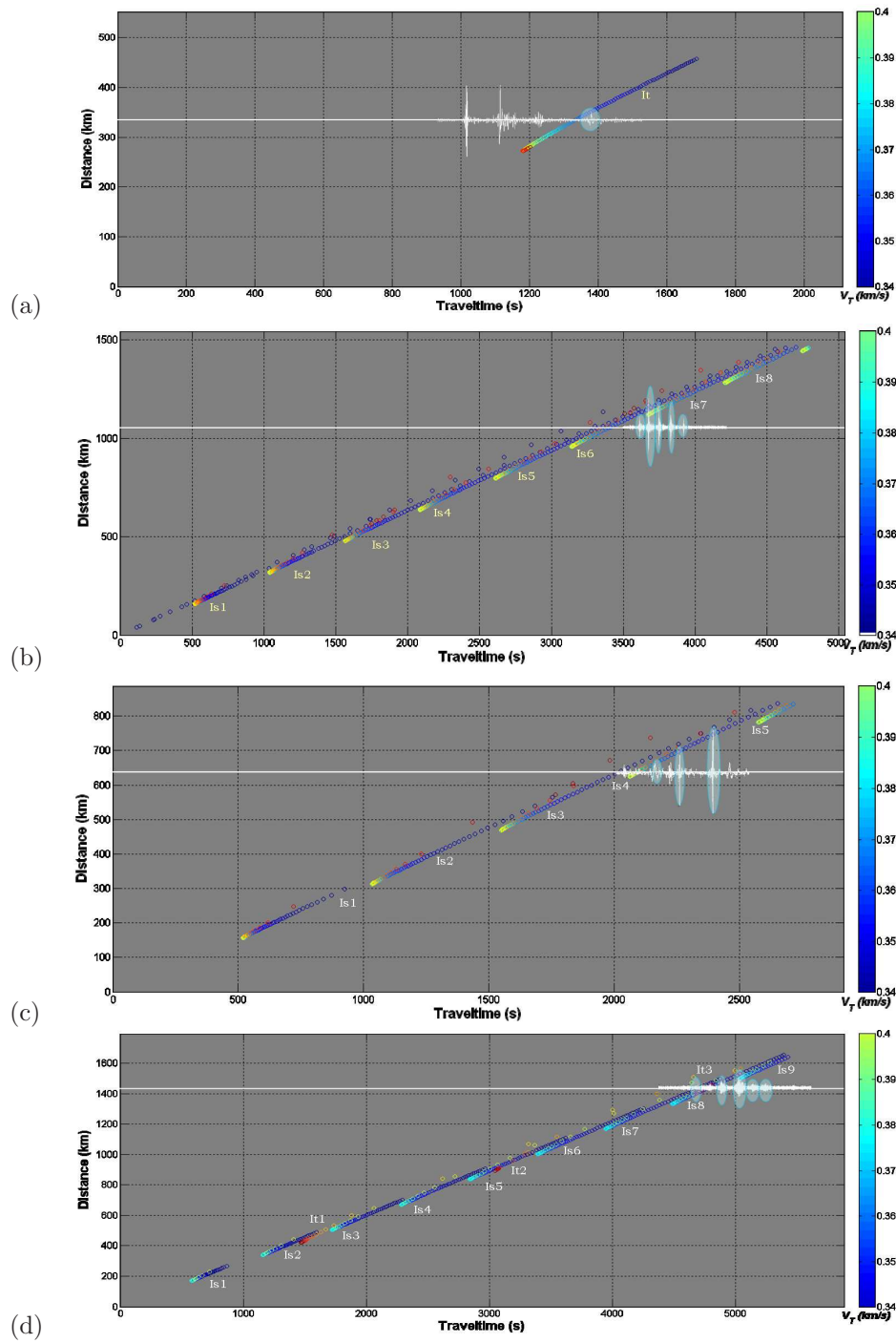


FIG. 4.23 – **Hodochrones** stations (a) de Flers, (b) *I26DE*, (c) *IGADE* et (d) d'Uppsala avec *HWM* (ellipses bleues relèvent les arrivées décalées dans le temps avec les simulations).

Stations (Pays)	Phase	Azimut ( $^{\circ}$ )	Correction d'azimut ( $^{\circ}$ )	Célérité ( $m/s$ )
Flers (France)	<i>Iw</i>	−0.2 à 0.1	$\emptyset$	$\emptyset$
	<i>Is1</i>	1.9 à 2.3	$\emptyset$	$\emptyset$
	<i>Is2</i>	3.1 à 3.2	$\emptyset$	$\emptyset$
	<i>It1</i>	8.2 à 11.6	−9 à −14	230 à 260
<i>I26DE</i> (Allemagne)	<i>Is5</i>	294.2 à 297.2	−0.4 à −0.6	315 à 320
	<i>Is6</i>	292.4 à 295.8	−1.5	308 à 313
	<i>Is7</i>	292.2 à 293.8	−1.5	305
	<i>Is8</i>	291.6 à 293.2	$\emptyset$	$\emptyset$
	<i>Is9</i>	292.6 à 293.8	$\emptyset$	$\emptyset$
	<i>Is10</i>	290.2 à 291.4	$\emptyset$	$\emptyset$
<i>IGADE</i> (Allemagne)	<i>Is4</i>	$254.3 \pm 0.8$	3 à 4	305 à 310
	<i>Is5</i>	$252.1 \pm 0.4$	$\emptyset$	$\emptyset$
	<i>Is6</i>	$250.9 \pm 0.9$	$\emptyset$	$\emptyset$
Uppsala (Suède)	<i>Is5</i>	298.0 à 232.3	$\emptyset$	$\emptyset$
	<i>Is7</i>	222.8 à 231.4	6 à 7	300 à 305
	<i>Is8</i>	225.7 à 235.5	8 à 10	292 à 300
	<i>Is9</i>	227.5 à 233.8	9 à 10	295
	<i>Is10</i>	226.9 à 236.1	$\emptyset$	$\emptyset$
	<i>Is11</i>	225.2 à 232.0	$\emptyset$	$\emptyset$

TAB. 4.8 – Synthèse des détections et corrections de l'influence atmosphérique avec *HWM*.

### 4.3.2 Tables globales

Toutes les tables globales avancées avec les modèles *NRL-G2S* sont présentées pour Flers en section 3.2.3 (figures 3.17 et suivantes) et pour *I26DE*, *IGADE* et Uppsala en annexe dans la section A.3.2 (figures A.20 à A.25).

Des arrivées troposphériques, stratosphériques et thermosphériques sont ainsi simulées à Flers.

En Allemagne, sur chacune des stations, la propagation est marquée par le très fort jet stratosphérique guidant la propagation dans la stratosphère. Pour ces deux stations, de multiples arrivées stratosphériques sont prédites.

En revanche, l'atténuation subie par les phases thermosphériques, liée à la distance et à des altitudes très élevées (supérieures à 140 *km* d'altitude), empêche l'enregistrement à la station de telles arrivées.

Concernant les stations suédoises, elles se situent toutes à des distances supérieures à 1400 *km* ce qui justifie l'absence de détection d'arrivées thermosphériques, bien trop atténuées à de telles distances (et pour un ordre de rebond très probablement supérieur à 2). De plus, les stations de Lycksele, Jemton et Kiruna se trouvent en dehors de la région du jet stratosphérique, à l'exception d'Uppsala qui est elle située à la frontière du jet (pour les résultats voir les cartes de phases dans [Ceranna *et al.*, 2007-2008], présenté en annexe).

### 4.3.3 Tables locales

Le choix porte sur la localisation à l'aide de tables locales par deux stations. Les tables locales sont construites pour *I26DE* et Flers (respectivement figure 4.24 et 4.25).

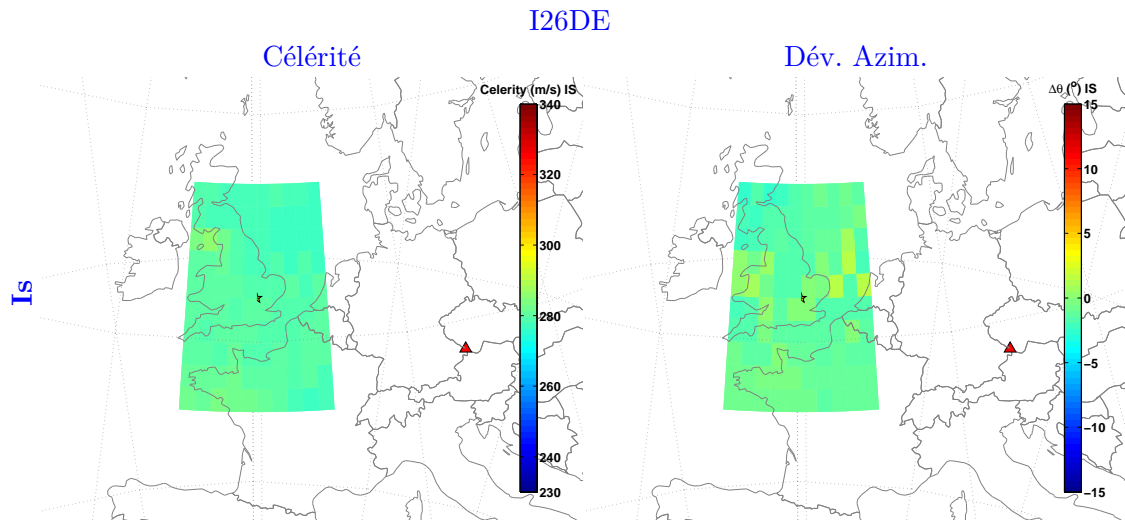


FIG. 4.24 – **Tables locales avancées** : à *I26DE* pour les trajets *Is* avec *NRL-G2S* (les autres trajets sont trop atténués ou non prédits).

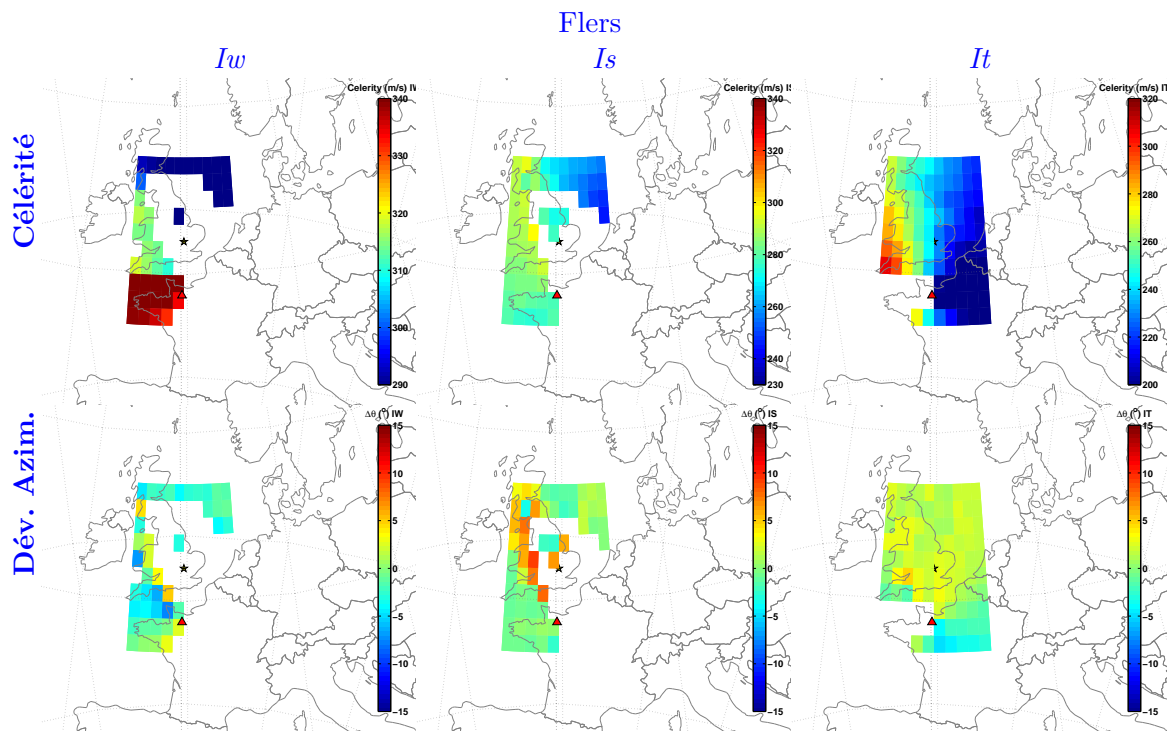


FIG. 4.25 – **Tables locales avancées** : à Flers pour les trajets *Iw*, *Is* et *It* avec *NRL-G2S*.

Seules les arrivées prédites et identifiées sont illustrées. Ainsi à *I26DE*, les phases thermosphériques et troposphériques ne sont pas montrées, car elles n'apportent rien pour la localisation (nombre de réfractions élevé et/ou trop fortes atténuations).

Les tables pour Flers se trouvent être dans une zone atmosphérique très changeante comme



le montrent les tables  $Iw$  et  $Is$ . Elles sont caractérisées par de grands écarts de célérités, pour les troposphériques le guide d'onde se situe dans les 5 premiers kilomètres pour le Sud du maillage et supérieur à 10 km pour le Nord.

Les atténuations prédites pour les phases stratosphériques sont également très élevées pour les sources situées au Nord-Est.

#### 4.3.4 Localisation

La localisation est réalisée en cherchant à minimiser les résidus en azimuth, sur les temps et en combinant les deux paramètres<sup>10</sup>.

##### • Résultats avec *NRL-G2S*

La localisation est effectuée à l'aide des tables locales thermosphériques à Flers (quatrième arrivée) et stratosphériques à *I26DE* (première arrivée).

Les tables locales  $Iw$  et  $Is$  à Flers ne sont que partiellement remplies et ne permettent pas de réaliser la localisation (il n'y a pas d'arrivée relevée pour la prélocalisation - centre de la table). La seconde raison est que l'atténuation des retours stratosphériques est importante (environ 100 dB) pour les mailles situées à l'Est.

Pour les phases troposphériques, l'absence d'information dans la table peut être liée à la sous-estimation des vents troposphériques (les vents troposphériques évoluent sur de faibles échelles d'altitudes qui sont parfois incompatibles avec la résolution verticales des modèles).

Dans les deux cas,  $Iw$  et  $Is$ , Flers se situe dans une zone de transition atmosphérique par rapport à Londres (figures 4.20 et 4.21). L'évolution des guides d'ondes est soudaine d'un point source à l'autre, ce qui rend plus complexe l'approche par table locale.

La présence et l'identification d'une arrivée thermosphérique à Flers permet de réaliser la localisation en s'affranchissant partiellement des changements des vents à une échelle trop locale compte tenu de la résolution des tables.

Connaissant le lieu où l'explosion est survenue, des erreurs sur la localisation peuvent alors être estimées en considérant les phases les plus rapides (simulées) :

- Sans correction : 66.8 km ;
- Avec correction des azimuths : 28.1 km ;
- Avec correction des temps : 30.0 km ;
- Avec correction des azimuths et des temps (*Misfit function*) : 6.5 km.

L'influence de l'atmosphère sur la propagation est une constante, en revanche ses effets sont d'intensités variables. La prise en compte des modèles atmosphériques dans une procédure de localisation permet, dans toutes les configurations, de corriger cette influence. L'obtention d'une localisation de la source par ce biais est alors plus réaliste et aide à mieux contraindre ce problème *mal posé* [Tarantola and Valette, 1982b].

---

<sup>10</sup>Cette étude avec la construction des tables locales et la localisation sur grille fait l'objet d'un article à soumettre [Mialle *et al.*, 2008b].

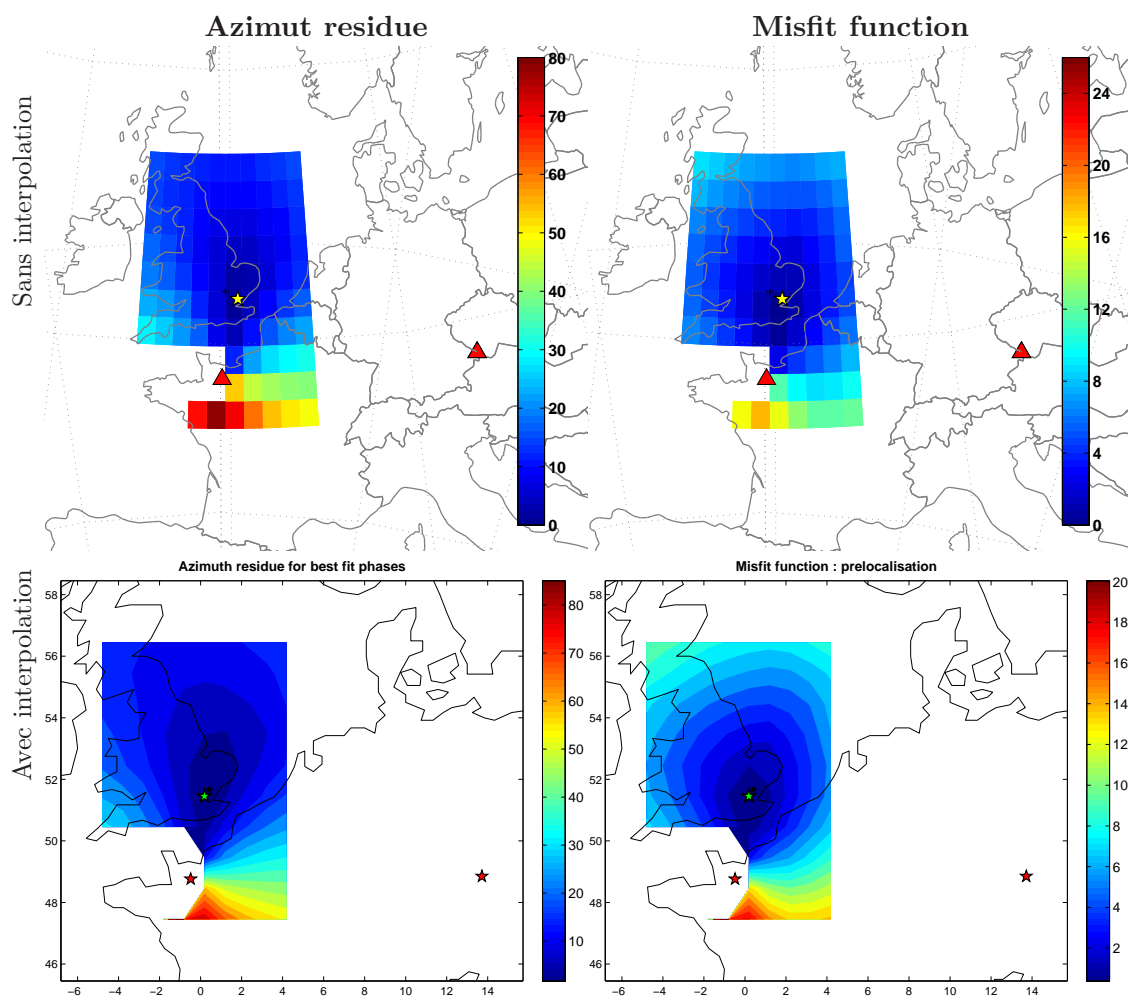


FIG. 4.26 – **Localisation** de l'événement du 11 décembre 2005 avec *NRL-G2S* pour les stations de Flers et *I26DE*. Les résidus en azimut (en degré) sont à gauche et (b) la fonction de *Misfit* à droite, avec interpolation linéaire sur la grille en bas et sans interpolation en haut (l'étoile jaune donne la localisation réelle de l'événement et le losange vert la nouvelle localisation).

### • Résultats avec *HWM*

L'objectif est désormais de comparer les résultats obtenus avec les modèles semi-empiriques et la localisation avec *HWM*.

De la même manière les tables locales sont construites, puis les résultats pour les *It* à Flers et les *Is* à *I26DE* sont utilisés pour la localisation.

Les erreurs sur la localisation avec *HWM* sont estimées avec :

- Sans correction : 66.8 km ;
- Avec correction des azimuts : 36.9 km ;
- Avec correction des temps : 98.7 km ;
- Avec correction des azimuts et des temps (*Misfit function*) : 36.9 km.

Les résultats de la localisation sont limités en raison de la sous-estimation du jet stratosphérique avec *HWM*.

On peut aussi noter qu'aucune arrivée troposphérique ou stratosphérique n'est prédite dans les tables pour la station de Flers, empêchant également l'utilisation des premières arrivées pour la localisation.

• **Avec prise en compte des arrivées multiples et *NRL-G2S***

De nombreuses stations européennes ont détecté des arrivées multiples en provenance de l'évènement.

Les résultats de la construction des tables de propagation par ordre de rebonds sont présentés en section 3.2.5 pour les stations de Flers et *I26DE*. Ils fournissent ainsi les paramètres correctifs à apporter.

Le choix se porte sur les détections de trois stations *I26DE*, *IGADE* et Flers, qui ont toutes trois enregistré de multiples arrivées en provenance de l'explosion (quatre à Flers, trois à *IGADE* et six à *I26DE*).

Les figures 4.27 mettent en parallèle les détections et les tables par ordre de rebonds pour les stations de Flers et *I26DE*. Les résultats pour *IGADE* sont montrés dans la figure 4.28.

Un premier résultat est obtenu par un simple croisement des azimuts des premières arrivées, sans appliquer de correction, il donne la prélocalisation de l'évènement avec les trois stations.

Un second calcul utilise les arrivées obtenues par les tables locales construites avec *NRL-G2S*, mais en cherchant à corriger les déviations d'azimut (les valeurs sont fournies par les tables, tableau 4.7).

Enfin, le calcul de localisation avec toutes les arrivées intègre les détections simulées à Flers, à *I26DE* et à *IGADE*. D'après la figure 4.27, une seule arrivée (*It1*, notée 4) pour Flers et les six arrivées *Is* sont prédites pour la prélocalisation. Pour la station *IGADE*, la figure 4.28 donne des résultats pour les arrivées 2 et 4 (la prélocalisation se trouve juste en bordure de détection pour la table du cinquième rebond).

Chacune de ces arrivées est alors traitée indépendamment des autres pour la localisation.

La figure 4.29 illustre les résultats obtenus pour la prélocalisation (en haut) et la localisation avec prise en compte des trajets multiples (en bas).

Connaissant le lieu où l'explosion est survenue, des erreurs sur la localisation peuvent alors être estimées :

- Sans correction et avec les phases les plus rapides : 52.6 km ;
- Avec corrections des premières arrivées simulées : 27.0 km ;
- Avec correction et en considérant toutes les arrivées : 13.2 km

La prise en compte d'un nombre plus important d'arrivées permet, dans le cas présent, d'améliorer sensiblement la localisation de l'évènement.

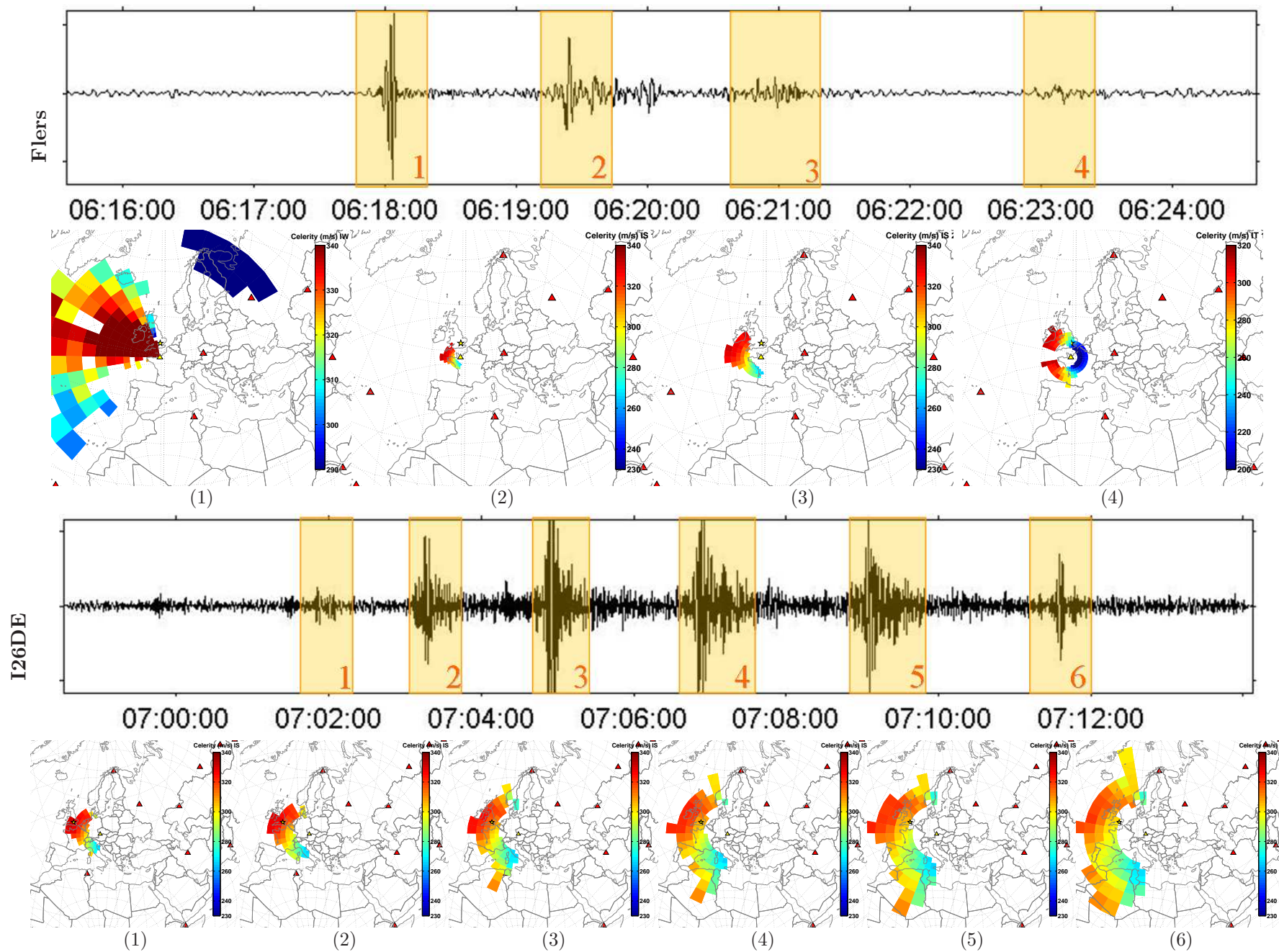
Un avantage de cette méthode est qu'une mauvaise détection possède moins de poids dans la localisation, étant donné le nombre de détections utilisées (9 arrivées utilisées pour 3 stations, contre seulement 3 pour les premières arrivées simulées).

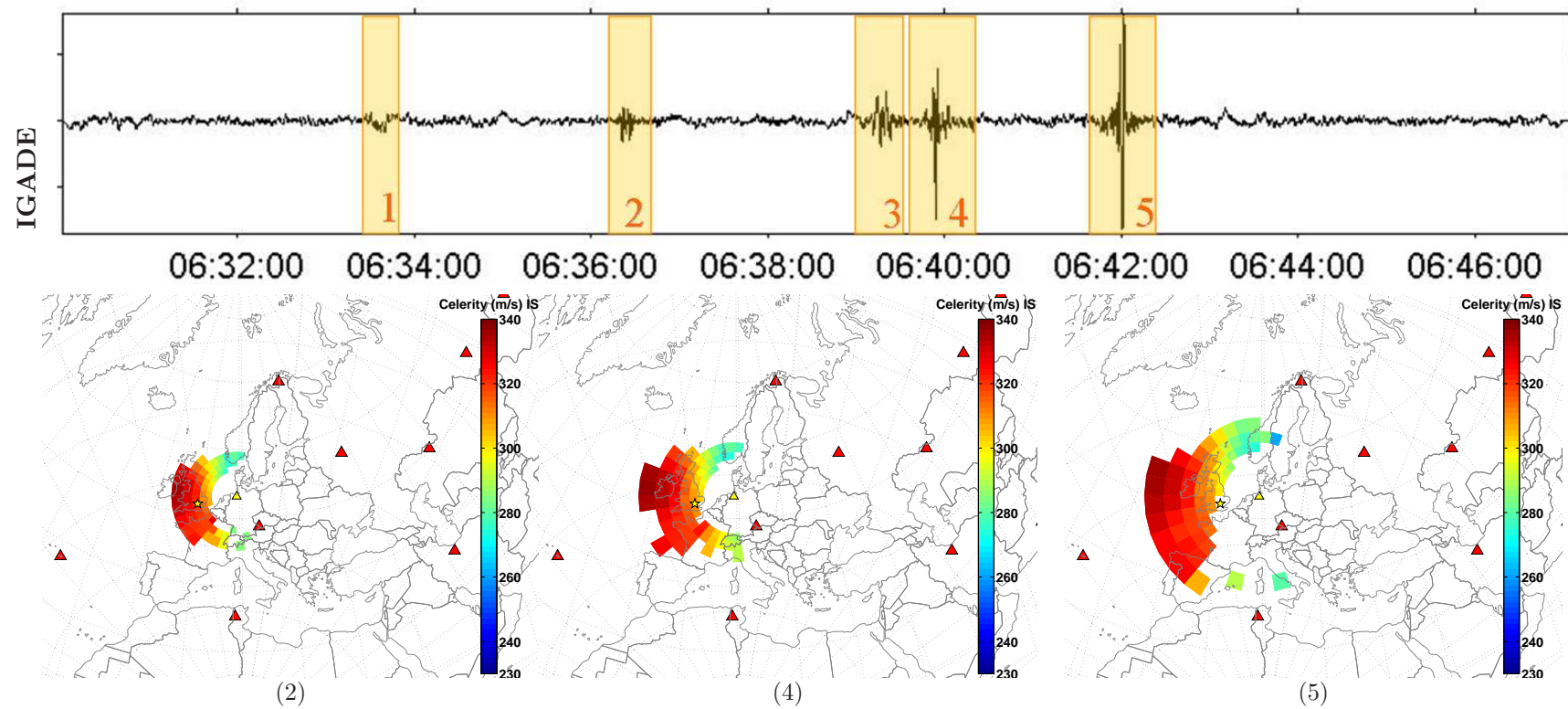
L'évènement de Buncefield est unique, en raison des multiples arrivées observées sur un grand nombre de stations européennes. Ainsi 20 arrivées sont détectées pour seulement quatre stations.

Les modèles semi-empiriques *NRL-G2S* prédisent un jet stratosphérique puissant, qui favorise une telle multiplicité des détections.

Le caractère très particulier de cet évènement a suscité plusieurs études sur l'identification des phases, les conditions de propagation et la localisation par différentes méthodes [Ceranna *et al.*, 2007-2008; Evers and Haak, 2007].

Ainsi, la localisation avec les tables locales *NRL-G2S* pour deux stations donne des résultats plutôt précis en corrigeant les azimuts et les temps de vols (erreur de 6.5 km pour des distances de propagation de 350 et 1050 km).

FIG. 4.27 – Détections et tables correspondantes par ordre de rebonds à Flers et *I26DE*.

FIG. 4.28 – Détections et tables correspondantes par ordre de rebonds à *IGADE*.



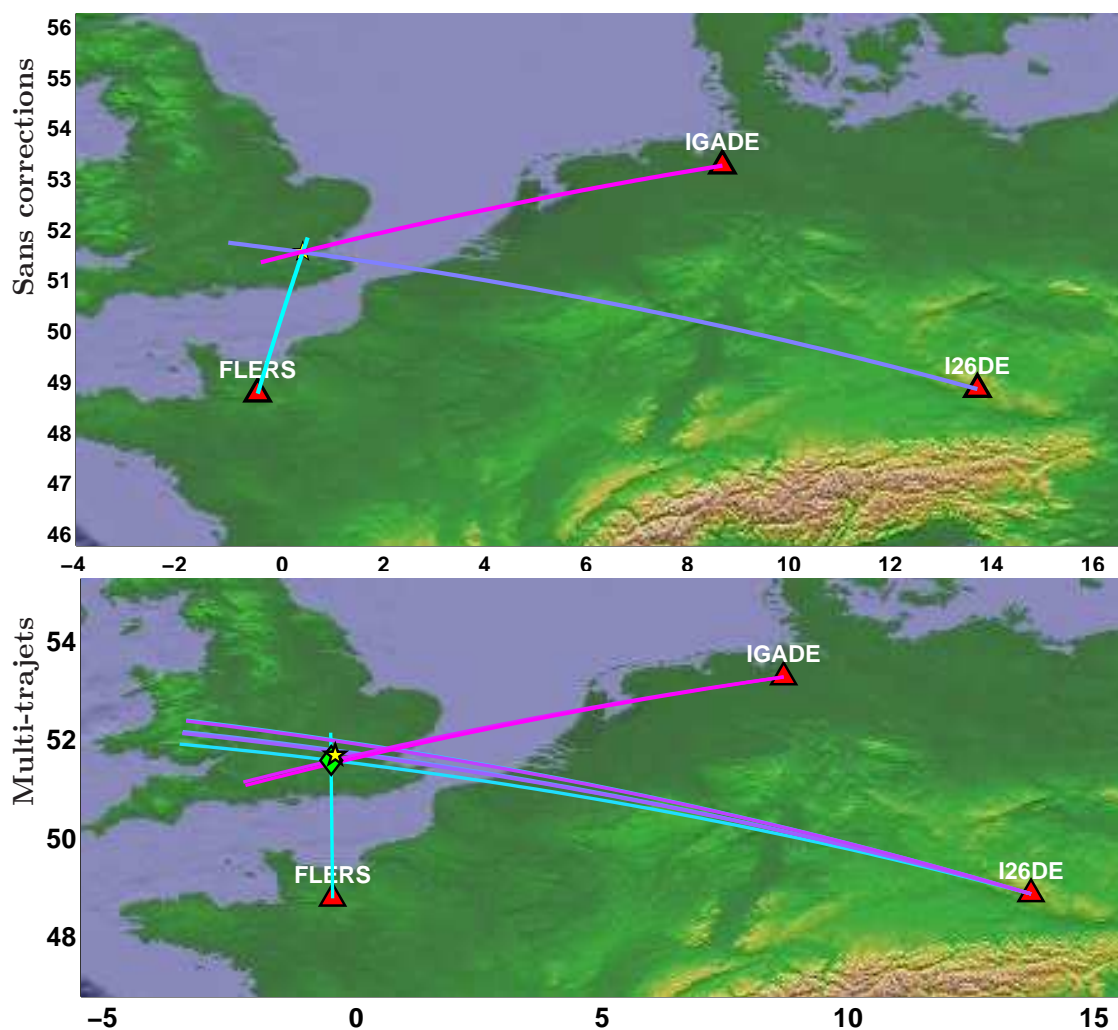


FIG. 4.29 – Localisation de l'évènement de Buncefield du 11 décembre 2005, en haut, avec les phases les plus rapides et sans correction (prélocalisation) et en bas, avec prise en compte des multi-trajets aux stations d'*I26DE*, *IGADE* et de Flers (l'étoile jaune donne la localisation réelle de l'évènement et le losange vert la nouvelle localisation).

Les tables par ordre de rebonds aident à identifier les phases et permettent également de localiser en considérant les corrections d'azimuts de toutes les trajectoires simulées. La localisation est également très satisfaisante (13.2 km de l'entrepôt de Buncefield).





## 4.4 Étude de la variabilité spatiale et temporelle des tables

Les tables sont utilisées pour analyser l'influence des variations spatiales et temporelles de l'atmosphère sur la propagation des infrasons à l'échelle du globe.

Le choix se porte sur l'étude de la propagation pour sept stations du *SSI* situées à proximité du méridien 65°O, figure 4.30 et la situation géographique des stations est listée dans le tableau 4.9.



FIG. 4.30 – Les sept stations du *SSI* considérées.

Stations	Lieu	Pays	Latitude	Longitude
<i>I18DK</i>	Groenland	Danemark	76.5°N	68.7°O
<i>I51UK</i>	Bermudes	Royaume-Uni	32.0°N	64.5°O
<i>I25FR</i>	Guyane	France	5.2°N	52.7°O
<i>I08BO</i>	La Paz	Bolivie	16.3°S	68.1°O
<i>I01AR</i>	Paso Flores	Argentine	40.7°S	70.6°O
<i>I02AR</i>	Ushuaia	Argentine	55.0°S	68°O
<i>I54US</i>	Antarctique	États-Unis	75.5°S	83.6°O

TAB. 4.9 – Liste des stations considérées.

Pour chaque station, des tables sont construites à différentes dates de l'année, pour étudier les effets saisonniers, en utilisant soit les modèles empiriques *HMW*, soit les modèles semi-empiriques *ECMWF*<sup>11</sup>.

<sup>11</sup>L'étude porte sur l'année 2003, seule année disponible dans son intégralité pour les modèles semi-empiriques

De plus, les sources très énergétiques susceptibles d'être détectées malgré une forte atténuation étant minoritaires dans les détections, les tables ne considèrent que les trajets ayant subis une atténuation inférieure à 100 dB.

#### 4.4.1 Variabilité temporelle

##### • Étude saisonnière

Dans un premier temps, l'attention est portée sur les variabilités saisonnières de la propagation des infrasons. Pour ce faire, des tables sont construites pour quatre dates, 1<sup>er</sup> janvier, 1<sup>er</sup> avril, 1<sup>er</sup> juillet et 1<sup>er</sup> octobre 2003, toutes à 12 : 00 TU.

L'objectif est de faire ressortir les tendances saisonnières pour chaque station, prises séparément dans un premier temps, et pour les principales familles de phases  $Iw$ ,  $Is$  et  $It$ .

La station Argentine *I02AR* est choisie pour illustrer les variations atmosphériques saisonnières observables avec les tables. Les figures 4.31 présentent ainsi pour les quatre saisons (une saison par ligne), les tables de célérité moyenne, de déviations d'azimut et d'altitudes de réfraction (un modèle par colonne).

Les résultats de l'évolution des modèles de célérité en fonction de la saison pour les sept stations sont présentées en annexe (section A.4), avec un tableau récapitulatif des valeurs de célérité ( $C$ ) et de déviation d'azimut ( $\Delta\theta$ ), et ce pour les deux modèles atmosphériques.

Comme attendu, les tables montrent une inversion des régions détectées entre hiver et printemps. En hiver, le jet stratosphérique souffle d'Est en Ouest (dans l'hémisphère Sud) et favorise des retours thermosphériques pour des sources se situant à l'Ouest de la station, puis la tendance s'inverse au printemps pour favoriser des sources situées à l'Est. Toutefois, le choix des dates fait également ressortir le caractère progressif de cette inversion où, le 1<sup>er</sup> avril le jet souffle est orienté au Nord-Est et favorise les sources aux Sud-Ouest de la station ; il s'oriente ensuite vers l'Est au mois de juillet.

En octobre, les vents commencent leurs transitions et évoluent vers leurs configurations d'hiver.

Il existe donc des effets saisonniers majeurs, comme il a déjà été démontré [Le Pichon *et al.*, 2006b], qui se caractérisent par des inversions dans les azimuts de détections pour les retours stratosphériques.

Toutefois, les tables mettent également en avant la forte variabilité des caractéristiques de propagation des ondes où les célérités moyennes simulées en hiver sont plus faibles, comprises entre 275 et 300 m/s, alors qu'en été des célérités de 310 à 330 m/s sont courantes.

Il n'y a donc pas seulement une forte variabilité d'occurrence des phases stratosphériques avec la saison, mais également une évolution importante dans les paramètres de propagation.

Ces variations sont liées, non seulement à l'intensité du jet stratosphérique qui varie spatialement et temporellement (section 1.1.4), mais aussi à l'altitude changeante du jet.

En effet, les tables d'altitudes de réfraction donnent des variations entre l'hiver, où les phases stratosphériques se réfléchissent entre 35 et 40 km, le printemps, 45 km et au delà, l'été, entre 40 et 45 km, et enfin l'automne où les réflexions sont majoritairement vers 35 km.

Si les précédentes remarques sont liées à la station *I02AR*, elles ne s'appliquent pas aux autres stations. La synthèse des résultats, présentée en figures 4.33 et 4.34, permet alors de reprendre station par station, les variations saisonnières observées.

La figure 4.33 montre l'évolution des valeurs moyennes de célérités pour chaque saison et chaque station, pour les phases *Iw*, *Is* et *It*. La figure 4.34 représente le pourcentage de surface couverte<sup>12</sup> par type de phase *Iw*, *Is* et *It*, ainsi que la proportion de cellules sources non atteinte.

On peut aussi noter la plus faible surface couverte par les phases thermosphérique au cours de l'hiver et de l'été, comparativement aux autres saisons. Cette absence relative des trajets thermosphériques coïncide d'ailleurs avec une présence accrue des retours stratosphériques.

Les tables donnent alors un aperçu de l'état de la propagation infrasonore pour une station donnée à une date donnée, en tenant compte des spécificités de l'atmosphère dans cette configuration.

#### • Étude hebdomadaire

Dans un second temps, l'étude porte sur les variabilités à des échelles de temps réduites pour trois dates espacées d'une semaine les unes des autres : 30 septembre, 6 octobre et 10 octobre 2003 à 12 : 00 *TU*.

L'influence du milieu sur la propagation peut varier de manière brutale sur de courtes échelles de temps, provoquant des modifications importantes dans les détections par les stations [Le Pichon *et al.*, 2006b].

Les tables montrent ainsi les résultats obtenus par les simulations pour une station donnée, *I02AR* en Argentine.

La figure 4.32 présente les résultats de célérités moyennes, de déviations d'azimuts et d'altitudes de retours pour les phases stratosphériques. La dernière ligne montre les vents zonaux à 35 *km* d'altitude avec les modèles *ECMWF*.

Au cours de cette période, les vents s'inversent. Et les retours stratosphériques évoluent pour provenir d'abord de l'Est puis de l'Ouest. Cette période est très perturbée, elle correspond à une période de transition atmosphérique (caractérisée justement par ces changements de direction des vents dans la stratosphère).

Les variations de l'atmosphère sur de courtes échelles de temps ne sont pas systématiquement aussi marquées, il existe des périodes plus stables.

### 4.4.2 Variabilité spatiale

Au delà de la variabilité saisonnière, les tables réalisées pour les sept stations traitent aussi de la variabilité spatiale de la propagation en fonction de la latitude et des directions de propagation.

Ainsi, de grandes disparités sont observables d'une station à l'autre.

Au delà de la synthèse de l'information saisonnière, la figure 4.33 résume l'évolution des moyennes des célérités tout au long du méridien (plus précisément pour chaque station). La figure 4.34 présente le pourcentage de surface couverte.

Certaines disparités sont attendues, comme l'absence de retours troposphériques et la faible présence des retours stratosphériques à proximité de l'équateur (voir la surface occupée par les retours stratosphériques pour la station *I25FR*).

En revanche certains résultats le sont moins, comme la présence régulière d'arrivées stratosphériques aux pôles et avec des célérités parfois élevées, près de 325 *m/s* alors qu'aux latitudes basses les célérités n'atteignent pas 300 *m/s*.

Entre ces deux régions, dans l'hémisphère Nord ou Sud, les célérités oscillent entre 300 *m/s* et 315 *m/s*, donc dans les gammes de célérités moyennes attendues.

<sup>12</sup>Pourcentage de surface en fonction de la surface totale de la table.

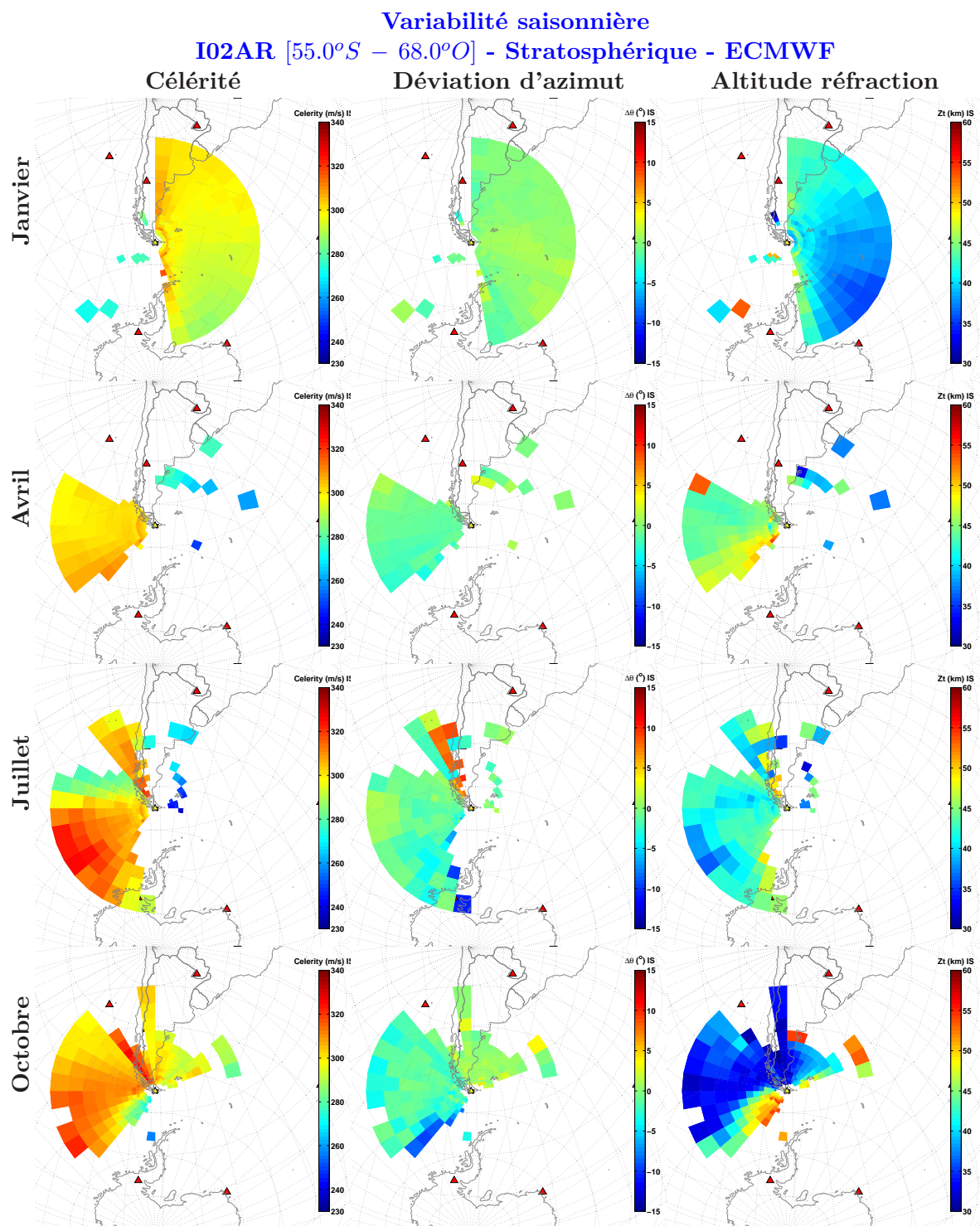


FIG. 4.31 – Évolution des tables avancées en fonction de la saison, pour les phases stratosphériques pour I02AR à 12 : 00 TU avec les modèles semi-empiriques ECMWF.

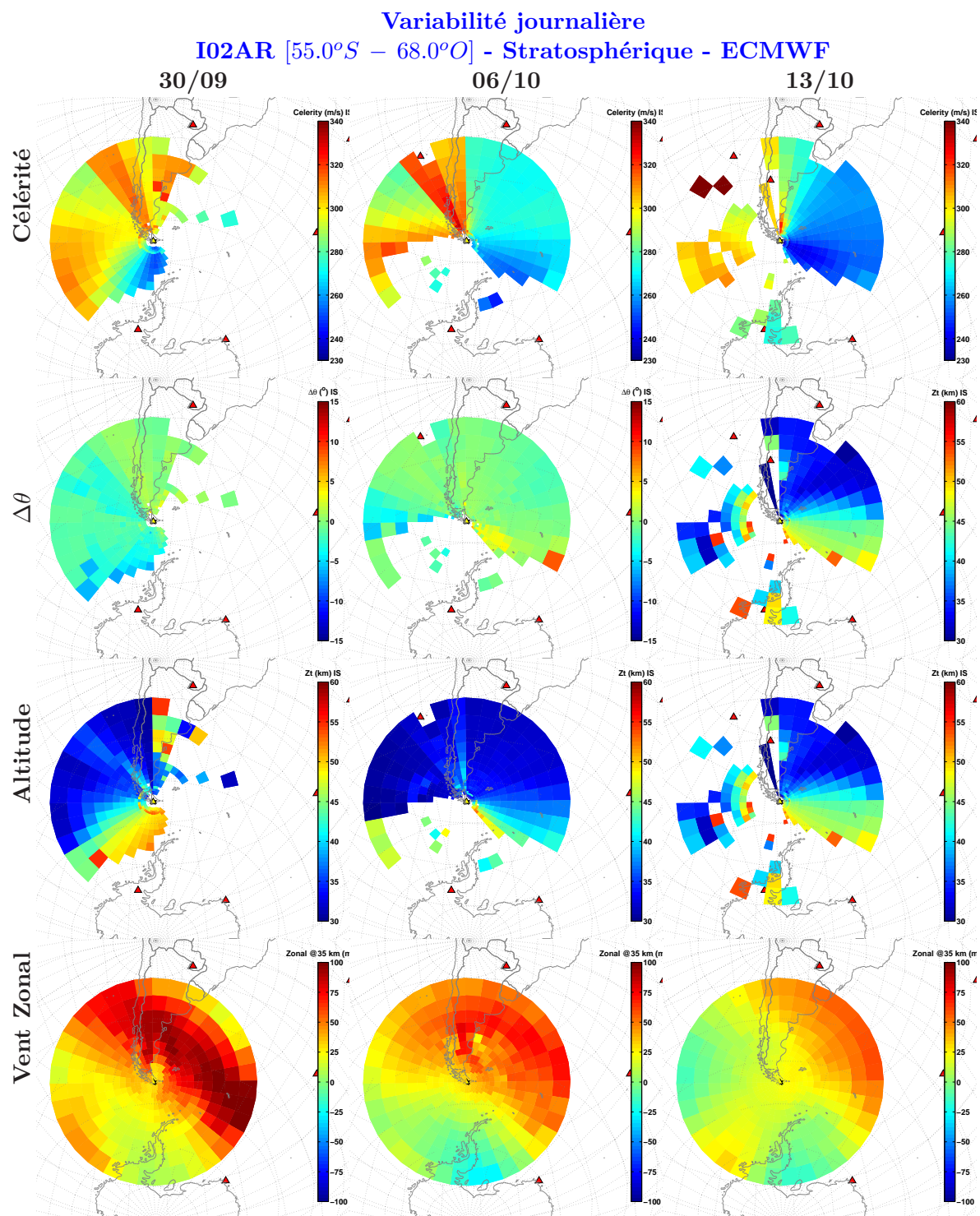


FIG. 4.32 – Évolution des tables en fonction du jour, pour les phases stratosphériques pour I02AR à 12 : 00 TU avec les modèles semi-empiriques ECMWF.



Les diagrammes prennent également en compte la disparité des valeurs, en superposant la déviation standard (notée  $\sigma$  dans les tableaux) aux valeurs moyennes de célérité. Ainsi, on constate qu'aux pôles et pour les latitudes les plus basses (proches de l'équateur), les caractéristiques de propagation sont assez stables (variations sont en générales inférieures à  $10\text{ m/s}$ ).

Par contre, aux latitudes moyennes l'atmosphère perturbe la propagation significativement, entraînant de grandes variations de célérités, atteignant  $20$  à  $25\text{ m/s}$ .

En ce qui concerne les retours thermosphériques, ils sont présents dans l'ensemble des tables et leurs tendances sont sensiblement les mêmes avec des valeurs plus faibles de célérité à proximité de l'équateur, de l'ordre de  $240$  à  $250\text{ m/s}$  avec de faibles écarts dans les valeurs, environ  $3$  à  $5\text{ m/s}$ .

#### 4.4.3 Influence des modèles atmosphériques

Toutes les simulations ont été réalisées à la fois pour les modèles empiriques *HWM-93* et semi-empiriques *ECMWF*. Jusqu'à présent, ce sont les modèles *ECMWF* qui étaient considérés pour dégager les grandes tendances spatiales et saisonnières, mais il est aussi intéressant de faire ressortir les écarts entre les différents types de modèles disponibles.

Ainsi, si l'on s'attend à observer des résultats similaires pour les retours thermosphériques (en raison du raccordement entre modèles *ECMWF* avec les modèles empiriques pour couvrir l'ensemble du domaine atmosphériques), il est probable que les retours  $I_w$  et  $I_s$  soient affectés distinctement.

En effet, les modèles empiriques ne prédisent presque jamais de retours troposphériques et des phases stratosphériques moins réparties. Il est ainsi rare que ces dernières couvrent plus de  $40\%$  de la surface de la table (notée  $\%_{surf}$  dans les tableaux), alors qu'elles en couvrent régulièrement près de  $50\%$  avec les modèles *ECMWF*.

### Résumé

Les variabilités spatiales, à l'échelle du globe, temporelles et saisonnières, sont étudiées avec l'aide des tables de propagation. Cette étude peut également se compléter par l'influence des effets diurnes.

Les tables apportent une vue originale sur l'évolution de la propagation infrasonore, tout comme cette étude permet de valider la génération automatique sur un nombre conséquent de cas ( $112$  tables ont été nécessaires -  $7$  stations pour  $4$  dates dans l'année,  $2$  fois par jour et pour deux modèles différents), et pour des stations réparties globalement (d'un pôle à l'autre).

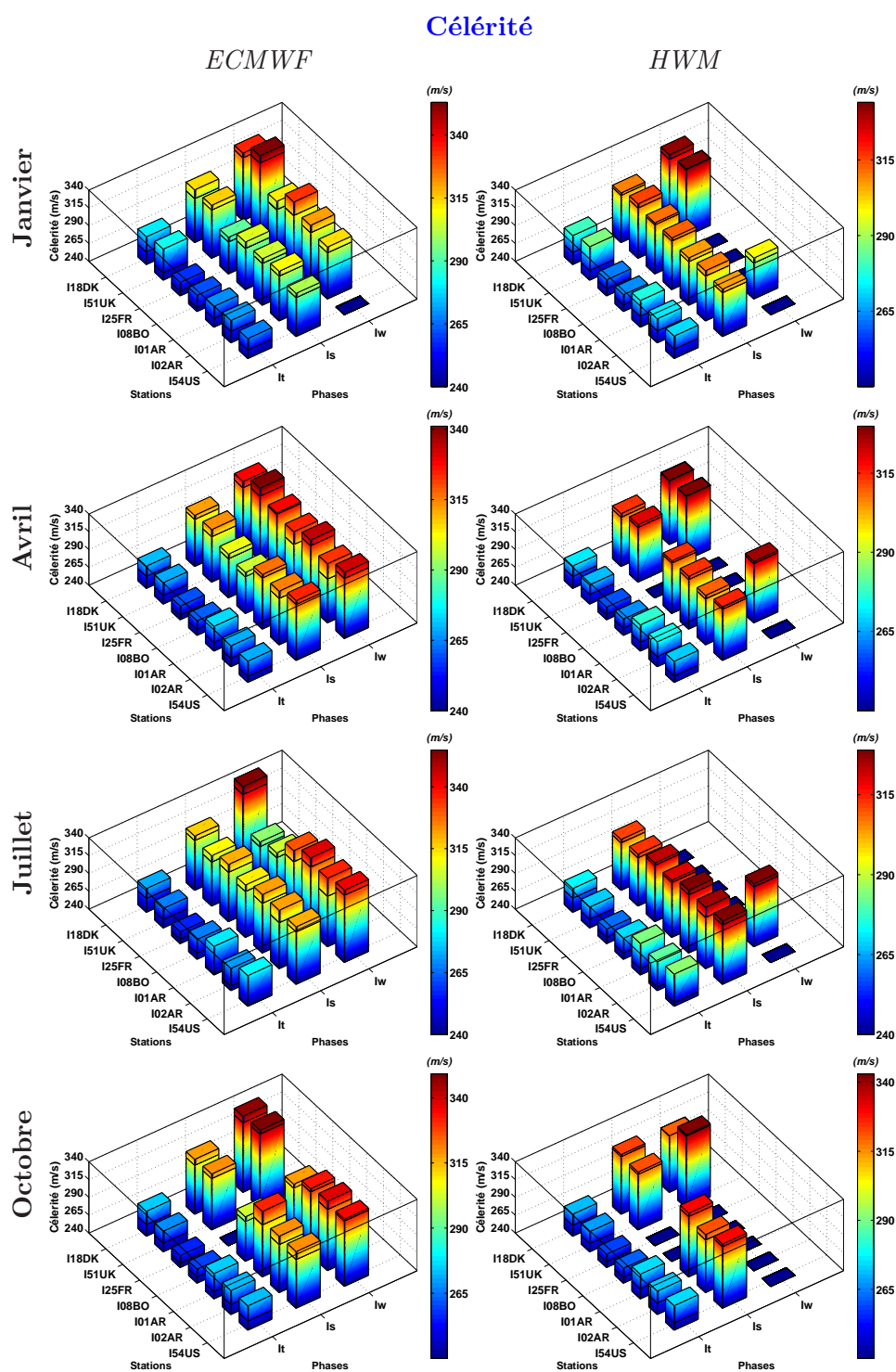


FIG. 4.33 – Évolution des célérités moyennes et de leurs déviations standards pour 7 stations du *SSI* au cours de l'année 2003.

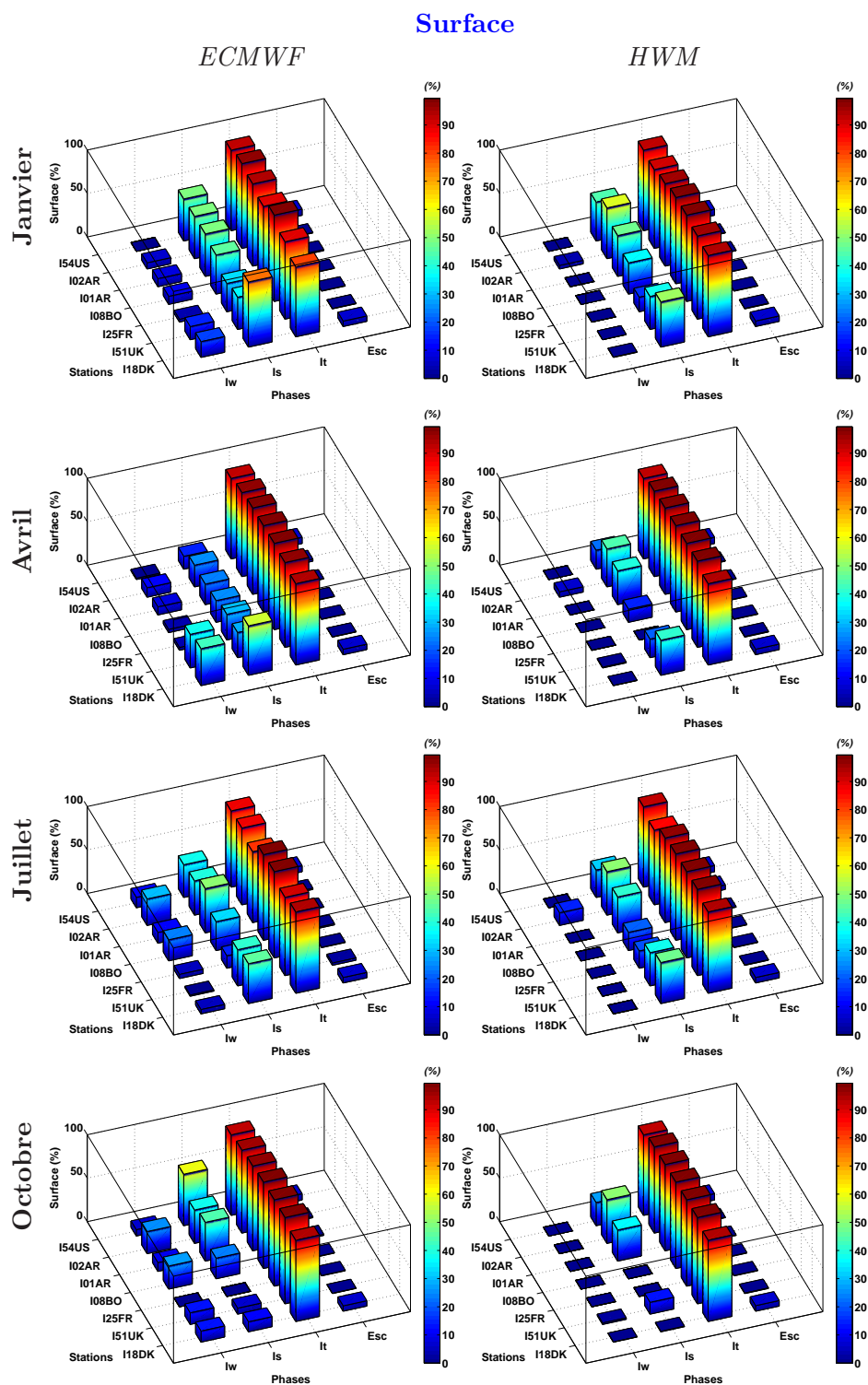


FIG. 4.34 – Évolution du remplissage surfacique des tables pour 7 stations du *SSI* au cours de l'année 2003.



# Conclusion

L’origine des signaux infrasons ainsi que les caractéristiques de leur propagation sont sous le microscope de la communauté scientifique depuis plusieurs décennies, notamment depuis leur découverte dans les signaux barométriques liés à l’éruption du Krakatoa en 1883 [Kanamori *et al.*, 1994].

Cette technologie a connu un premier essor dans les années 1960 alimenté par la volonté de détecter les explosions aériennes et de comprendre la propagation des ondes dans l’atmosphère [Bouchez and Lecomte, 1995], puis un second à partir des années 1990, avec la commission de préparation de l’OTICE [Blanc, 2000], qui se poursuit aujourd’hui [Brachet *et al.*, 2006; Campus, 2006].

Les infrasons peuvent se propager sur des distances de plusieurs milliers de kilomètres. Au cours de leur propagation, ils traversent l’atmosphère, qui est un milieu hétérogène évoluant spatialement et temporellement. Les paramètres de la propagation des infrasons s’en trouvent constamment modifiés, ce qui rend difficile l’identification du signal et fausse la localisation de la source.

La démonstration [Evers and Haak, 2004] et la quantification [Le Pichon *et al.*, 2002a, 2005a] de l’influence atmosphérique sur la propagation, conjuguées avec les développements de la modélisation de l’atmosphère ont ouvert la porte à une connaissance affinée de la propagation et de la localisation.

Ce travail s’inscrit dans la continuité des efforts apportés pour comprendre et mesurer l’influence du milieu sur la propagation des ondes, avec comme objectif la localisation de la source.

La problématique de la localisation est alors double, elle doit être adaptée à la fois pour les études de cas spécifiques et ponctuelles, comme le sont les événements de Buncefield et de Novaky traités dans ce rapport, mais aussi pour les besoins opérationnels du *LDG* dont l’objectif est de fournir, à terme, un bulletin fiable d’événements localisés.

Comment est-il possible de réaliser une localisation remplissant ces deux objectifs ?

Dans cette double optique, la construction des tables de propagation à l’aide d’un outil de tracé de rai, *WASP-3D Sph* [Virieux *et al.*, 2004; Dessa *et al.*, 2005], fournit les corrections des paramètres de propagation et s’avère proposer le meilleur compromis.

## Des tables pour localiser

L’outil *WASP-3D Sph* permet de simuler les trajectoires des ondes dans l’atmosphère en implémentant des modèles atmosphériques variables en temps et en espace.

L’utilisation de *WASP-3D Sph* a nécessité certaines adaptations pour être intégré dans une approche globale et opérationnelle.

Les tables sont calculées à partir d’une combinaison de paramètres alliant le choix de la station, la définition d’un maillage source et la construction d’une grille atmosphérique. Celles-ci réalisent la jonction entre les modèles atmosphériques, l’outil de simulation 3D et la division de la propagation en familles de trajectoires.

Elles fournissent les paramètres de propagation pour toutes les trajectoires prédites dans un rayon de plusieurs milliers de kilomètres autour de la station. Centrées sur les stations infrasons, elles considèrent la recherche des trajets multiples et utilisent les informations les plus cohérentes pour le maillage source.

Les tables ainsi obtenues offrent un point de vue unique, en fournissant un instantané de l'état de la propagation des ondes dans l'atmosphère.

### **Des tables régulières vers des tables avancées**

Le développement des tables a été effectué en deux étapes.

Tout d'abord une approche régulière a été mise en place avec une description figée des paramètres d'entrées.

Ces tables ont atteint leurs limites lors de la prise en compte des trajets multiples et des évolutions locales de l'atmosphère.

Une seconde approche est alors proposée, intégrant, d'un côté, la recherche des zones de transition de phases, et de l'autre, la volonté de s'approcher au plus près de la station.

La démarche de localisation à partir des tables est ensuite implémentée en cherchant à corriger les déviations du front d'onde et en considérant les temps de vol des ondes.

### **Des études et cas pour valider la démarche**

Une fois les tables et la méthode de localisation mises en place, celles-ci ont été testées sur des cas d'études présentant des configurations variées. Ces analyses donnent des résultats concluant pour l'aide à l'identification des phases pour chaque station, et pour la localisation des événements étudiés.

Les tables sont ensuite utilisées pour analyser la variabilité de la propagation en fonction des évolutions saisonnières et spatiales de l'atmosphère prédites par les modèles empiriques *HWM* et semi-empiriques *ECMWF*.

La construction des tables de propagation est testée sur plusieurs stations du *SSI*, couvrant toutes les latitudes le long d'un méridien. Cette étude de la variabilité de la propagation valide l'utilisation automatique des tables, ce qui est un pré-requis pour les intégrer dans une démarche opérationnelle (La méthode de construction des tables et son utilisation pratique est l'objet de [Mialle *et al.*, 2008b,a], en cours de réalisation).

### **Des perspectives**

Les perspectives se subdivisent en deux parties, tout d'abord des objectifs à court ou moyen terme vers l'opérationnel, puis des perspectives scientifiques concernant la localisation de sources ou plus généralement les infrasons.

#### **• Perspectives opérationnelles :**

Du point de vue des perspectives opérationnelles, un premier objectif est d'adapter et d'intégrer la procédure de localisation développée au sein de la chaîne de traitement opérationnelle des infrasons du *CND*.

Pour rendre l'utilisation et les développement de *WASP-3D Sph* pérenne, ceux-ci doivent être ajoutés à la bibliothèque d'outils de simulation du LDG, il sera également intéressant, dans cette optique, de mettre en place des procédures communes pour ces différents outils (notamment avec *AGAP* [Gainville *et al.*, 2006]).



La construction pour une utilisation automatisée des tables de propagation, tout en étant indépendante de la procédure de localisation, doit également être abordée et traitée.

Dans ce cadre, des sources fixes bien connues (tels les volcans) peuvent permettre de valider les tables pour l'approche opérationnelle (réalisation d'une validation en continu des tables).

En premier lieu, les tables "homogénéisées" peuvent être construites pour toutes les stations du *SSI* pour un nombre fini de dates avec les modèles atmosphériques empiriques. Une telle démarche fournirait des valeurs de corrections des paramètres de propagation, reproductibles d'une année à l'autre pour contraindre la localisation. La prélocalisation obtenue sera suffisante pour la majorité des événements localisés.

Dans un second temps, une localisation affinée d'événements intéressants, présentant un intérêt particulier, pourra être guidée par les étapes suivantes :

1. prélocalisation par croisement des azimuts et utilisation des tables empiriques ;
2. construction des tables sur une grille fine autour de la prélocalisation, avec modèles atmosphériques réalistes ;
3. utilisation des résultats pour l'identification des arrivées ;
4. relocalisation fine avec toutes les phases identifiées.

Toujours dans l'optique d'une utilisation opérationnelle des tables, des axes d'améliorations peuvent être suivis pour :

- construire un modèle de table opérationnel cherchant seulement les informations des trois familles de phases  $I_w$ ,  $I_s$  et  $I_t$ , qui sont les phases actuellement identifiées lors des détections ;
- optimiser les temps de calculs : la précision des simulations à grande distance (au delà de 2000 km) est moindre, il est possible de relâcher les contraintes de la construction des tables sur la recherche des zones de transition de phases et le tir au but ;
- optimiser le post-traitement en mettant en place une procédure d'homogénéisation des tables : des discontinuités sont parfois observées dans les zones de transition atmosphériques. Le but est alors de tenir compte des informations des mailles proches pour homogénéiser les tables.

Une dernière perspective pour les tables de propagation serait la mise en place d'une procédure de recherche des zones de transition atmosphériques, une fois la table construite pour le maillage source. Cette nouvelle étape permettrait alors de redéfinir un maillage fin pour tous les éléments se trouvant dans ces zones, afin d'en décrire plus finement les frontières.

#### • Perspectives scientifiques :

La localisation des sources infrasons est toujours un sujet important aussi bien du point de vue de l'automatisation du procédé qu'au niveau de la qualité et la précision des résultats.

Dans le but d'automatiser les procédures de localisation pour produire, à terme, un bulletin d'événements localisés, il est nécessaire de poursuivre les efforts sur plusieurs axes :

- l'implémentation de la topographie dans les simulations (et notamment dans les outils de tracé de rai). Les effets sur la propagation des infrasons sont plutôt significatifs [Norris *et al.*, 2005] ;
- l'estimation de l'amplitude et sa précision ;
- l'identification précise des phases, à partir des tables de propagations et d'une approche itérative ou à partir d'un travail préliminaire sur les formes d'ondes. En effet, les tables de propagation ont été testées sur des événements particuliers, cet effort de validation sur ce type d'études est essentiel et doit être poursuivi. Le but est de construire une base

d'évènements de références, qui est utile pour le travail et les connaissances concernant l'identification des phases.

À plus long terme, l'analyse et l'étude de sources fixes et biens connues pourra mener à réaliser une tomographie de l'atmosphère [Drob, 2003a; Le Pichon and Drob, 2004].

Le besoin de bulletins d'évènements infrasonores, bien identifiés, aussi détaillés que possible et à une échelle globale est alors primordial. À partir de ces résultats, une étude des paramètres atmosphériques est envisageable pour inverser la propagation et ainsi construire une tomographie infrasonore des hautes couches de l'atmosphères, qui sont encore méconnues du point de vue de la propagation des infrasons.

# Glossaire

## Abréviations

<b>AIEA</b>	: Agence Internationale de l'Énergie Atomique
<b>CEA</b>	: Commissariat à l'Énergie Atomique
<b>CID</b>	: Centre International des Données
<b>CND</b>	: Centre National des Données
<b>DASE</b>	: Département Analyse, Surveillance et Environnement
<b>ECMWF</b>	: European Centre for Medium-Range Weather Forecast
<b>ERA-15</b>	: ECMWF Re-Analysis over 15 years : 1979 - 1993
<b>ERA-40</b>	: ECMWF Re-Analysis over 40 years : 1957 - 2001
<b>FNMOG</b>	: Fleet Numerical Meteorology and Oceanography
<b>HWM</b>	: Horizontal Wind Model
<b>IDC</b>	: International Data Centre
<b>LDG</b>	: Laboratoire de Détection et de Géophysique
<b>MSIS-E</b>	: Mass Spectrometer, Incoherent Scatter - Extended
<b>NCEP</b>	: National Center for Environmental Prediction
<b>NDC</b>	: National Data Centre
<b>NOAA</b>	: National Oceanographic and Atmospheric Administration
<b>NOGAPS</b>	: Navy Operating Global Atmospheric Prediction System
<b>NRL</b>	: Naval Research Laboratory
<b>NRL-G2S</b>	: NRL - Ground To Space model
<b>NWP</b>	: Numerical Weather Prediction
<b>OTICE</b>	: Organisation du Traité d'Interdiction Complet des Essais
<b>SSI</b>	: Système de Surveillance International ( <i>IMS</i> )
<b>TNP</b>	: Traité de Non Prolifération

## Nomenclatures des phases infrasonores

<b>Iw</b>	: Phase troposphérique guidée entre la tropopause et le sol
<b>Is</b>	: Phase stratosphérique guidée entre la stratopause et le sol
<b>Isd</b>	: Phase stratosphérique diffractée
<b>It</b>	: Phase troposphérique guidée entre la tropopause et le sol
<b>It d</b>	: Phase thermosphérique diffractée
<b>Ita</b>	: Phase It basse (altitude inférieure à 120 <i>km</i> )
<b>Itb</b>	: Phase It haute (altitude supérieure à 120 <i>km</i> )

## Symboles mathématiques et physiques

$g$	: composante verticale de l'accélération de la gravité
$\rho$	: densité atmosphérique
$p_r$	: perturbation de pression atmosphérique en $[Pa]$
$c$	: célérité du son
$c_{eff}$	: vitesse effective du son
$\gamma = 1.4$	: rapport usuel de chaleurs spécifiques
$R = 8.31432 \text{ J}/(\text{mol.K})$	: constante de Boltzmann (ou des gaz parfaits)
$M = 29.8 \text{ kg/mol}$	: masse molaire moyenne
$\omega_a$	: fréquence acoustique de coupure
$\omega_b$	: fréquence de Brunt-Väisälä
$p$	: paramètre de rai $[s/km]$
$\mathcal{H}$	: Hamiltonien
$\theta$	: angle d'incidence (en $^\circ$ )
$\phi$	: azimut (en $^\circ$ )

# Annexe

## Sommaire

---

<b>A.1</b>	<b>Tables régulières "homogénéisées" . . . . .</b>	<b>204</b>
<b>A.2</b>	<b>Compléments pour les comparaisons de tables régulières et avancées</b>	<b>218</b>
<b>A.3</b>	<b>Tables globales pour les cas d'études . . . . .</b>	<b>222</b>
A.3.1	Pour Novaky . . . . .	222
A.3.2	Pour Buncefield . . . . .	226
<b>A.4</b>	<b>Compléments pour l'étude de variabilité globale . . . . .</b>	<b>233</b>

---

## A.1 Tables régulières "homogénéisées"

Pour toutes les stations mentionnées pour l'explosion de Buncefield, à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 TU, des tables globales régulières de propagation ont été construites avec les modèles semi-empiriques *NRL-G2S* de la même façon que dans le chapitre 3.

Les différences entre les **tables régulières** et ces **tables régulières "homogénéisées"** résident dans les choix du post traitement pour trier les arrivées :

- Les dimensions horizontales de la boîte d'intégration sont *élargies* jusqu'à prendre en compte des éléments de dimensions 1.5 fois supérieures aux cellules. Le but est d'accroître le nombre de rais récupérés dans la boîte d'intégration pour augmenter le nombre de cellules non vides et "homogénéiser" les tables en faisant des moyennes sur un plus grand nombre de phases ;
- Les "couches" atmosphériques sont contraintes pour éviter de prendre en compte des phases *aberrantes*. Par exemple une phase *It* ayant une altitude de réfraction de 90 km est très certainement une phase aberrante, les conditions atmosphériques pour créer un tel retour étant improbables voir impossible (voir profils de vitesse du son, figure 1.2). Il est aussi souhaitable d'enlever les phases *Is* ayant des altitudes de réfractions inférieures à 30 km ou supérieures à 60 km. La nouvelle nomenclature pour trier les phases est donc *Iw* de 2 km à 20 km d'altitude, *Is* de 30 km à 55 km et pour les *It* (basses) de 95 km à 120 km.

Ces tables régulières homogénéisées de propagation sont donc contraintes de manière à écarter les phases aberrantes, tout en maximisant l'espace de couverture. Leur intérêt est de réduire le biais lié à la prise en compte du domaine d'émission comme un ensemble uniforme, ce qui revient à négliger certaines phases prédites.

### • Avec *NRL-G2S* : station de Flers

Les *tables de propagation "homogénéisées" régulières* avec les modèles de champs de vents statistiques *NRL-G2S*, construites pour la station de Flers, en France, sont présentées pour les phases stratosphériques (figure A.1) et thermosphériques (figure A.2).

Comme pour les modèles réalistes, les tables globales régulières de déviations standards sont présentées pour les phases stratosphériques (figure A.3) et thermosphériques (figure A.4).

### • Avec *HWM* : station de Flers

Pour toutes les stations mentionnées pour l'explosion de Buncefield, à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 TU, des tables globales régulières de propagation ont été construites avec les modèles statistiques *HWM*. Ces tables reprennent les mêmes jeux de paramètres que les tables régulières présentées avec les modèles semi-empiriques *NRL-G2S* en chapitre 3.

Cette distinction est importante, car dans le cadre de la chaîne opérationnelle de traitement des infrasons du *CND* français, ce seront rapidement les tables régulières "homogénéisées" qui vont être construites pour fournir une prélocalisation avec une correction des effets atmosphériques statistiques (modèles *MSIS-E* et *HWM*).

Les tables "homogénéisées" sont lissées pour l'intégration des paramètres des rayons sur des cellules de grandes dimensions (tableau récapitulatif 1.2).

Les *tables régulières "homogénéisées"* avec les modèles de champs de vents statistiques *HWM*, construites pour la station de Flers, en France, sont présentées pour les phases stratosphériques (figure A.8) et thermosphériques (figure A.9).

Identiquement au cas traité avec les modèles réalistes, tables globales régulières "homogénéisées" de déviations standards sont présentées pour les phases stratosphériques (figure A.10) et thermosphériques (figure A.11).



## Tables régulière "homogénéisées" stratosphériques : Flers

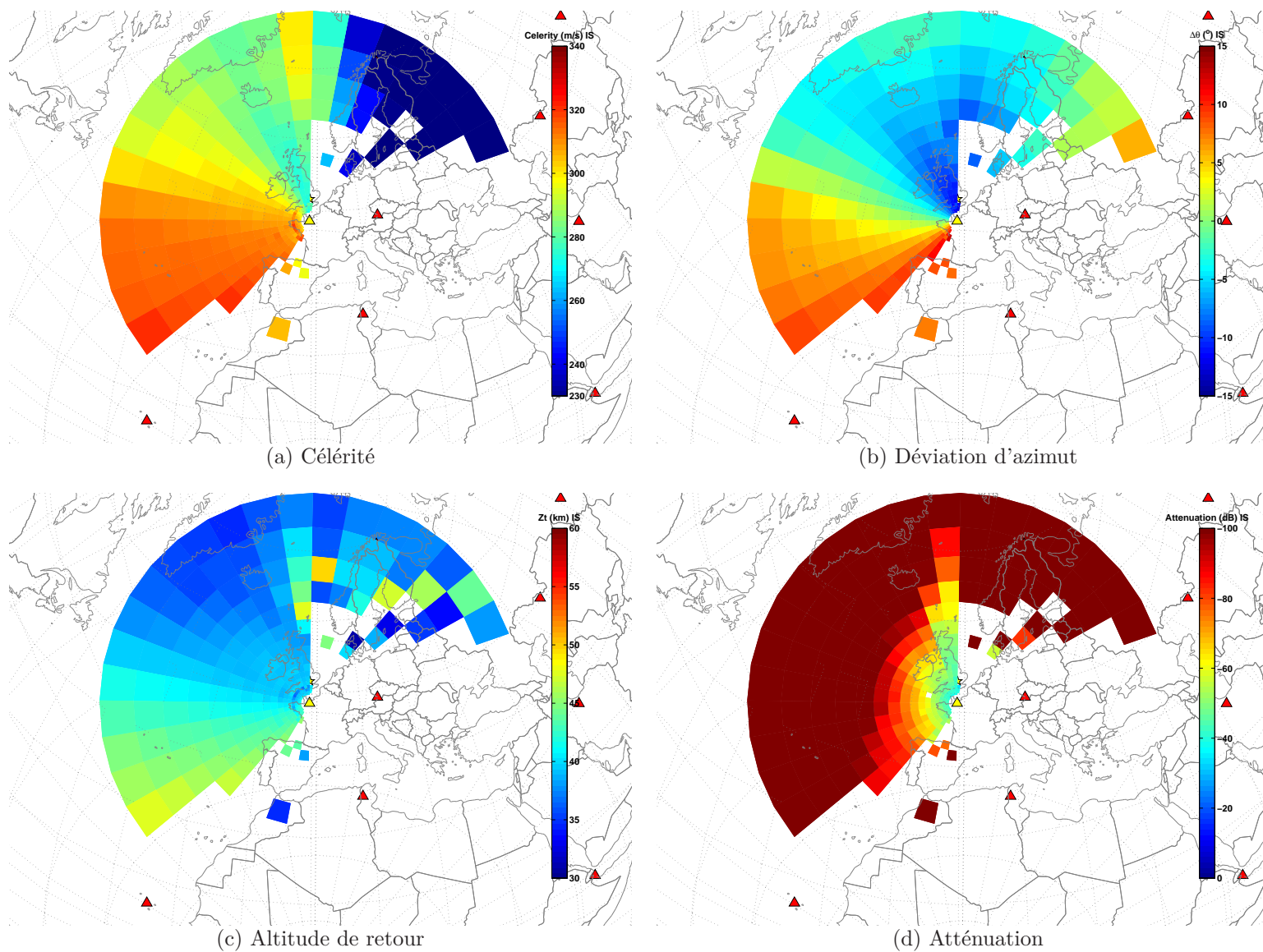


FIG. A.1 – **Tables régulières "homogénéisées"** : Ces quatre figures sont centrées sur la station de Flers, France, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *NRL-2S*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour, dans chaque cas, les **phases stratosphériques**.

## Tables régulière "homogénéisées" thermosphériques : Flers

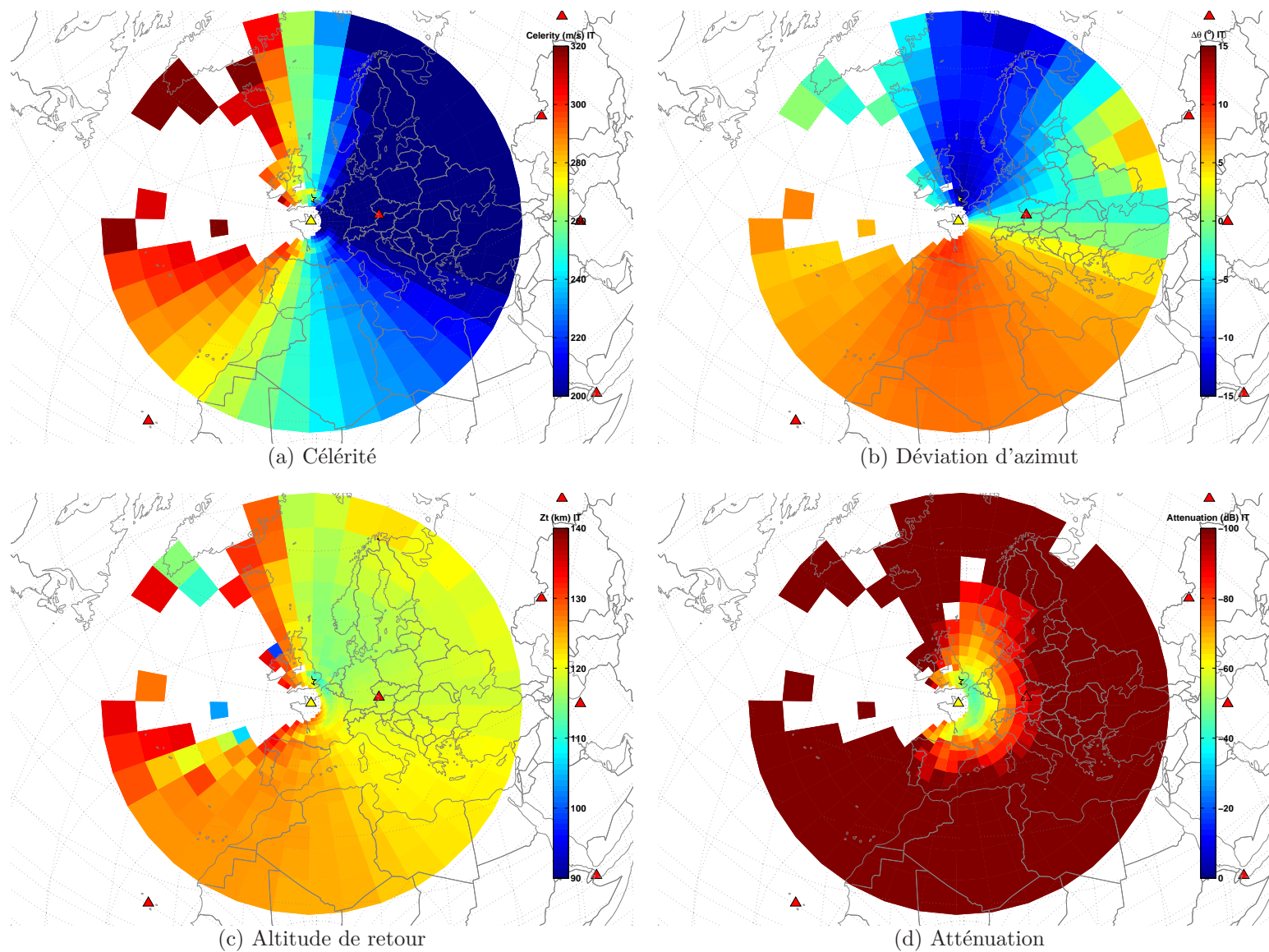


FIG. A.2 – Tables régulières "homogénéisées" : Ces quatre figures sont centrées sur la station de Flers, France, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 TU en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour, dans chaque cas, les **phases thermosphériques**.

## Tables régulières "homogénéisées" de déviations standards stratosphériques : Flers

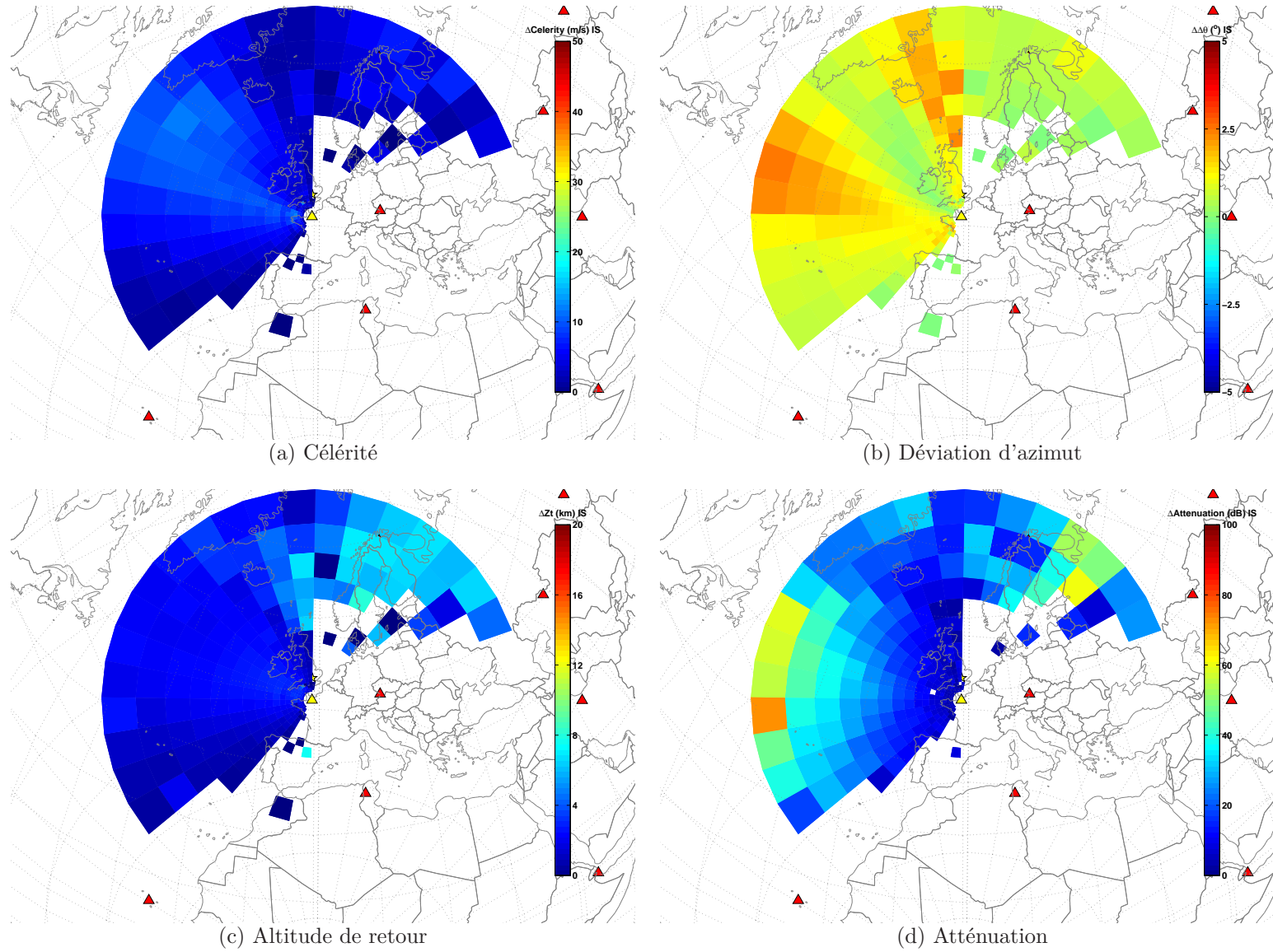


FIG. A.3 – Tables régulières "homogénéisées" de déviation standard : Ces quatre figures sont centrées sur la station de Flers, France, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases stratosphérique**.



## Tables régulières "homogénéisées" de déviations standards thermosphériques : Flers

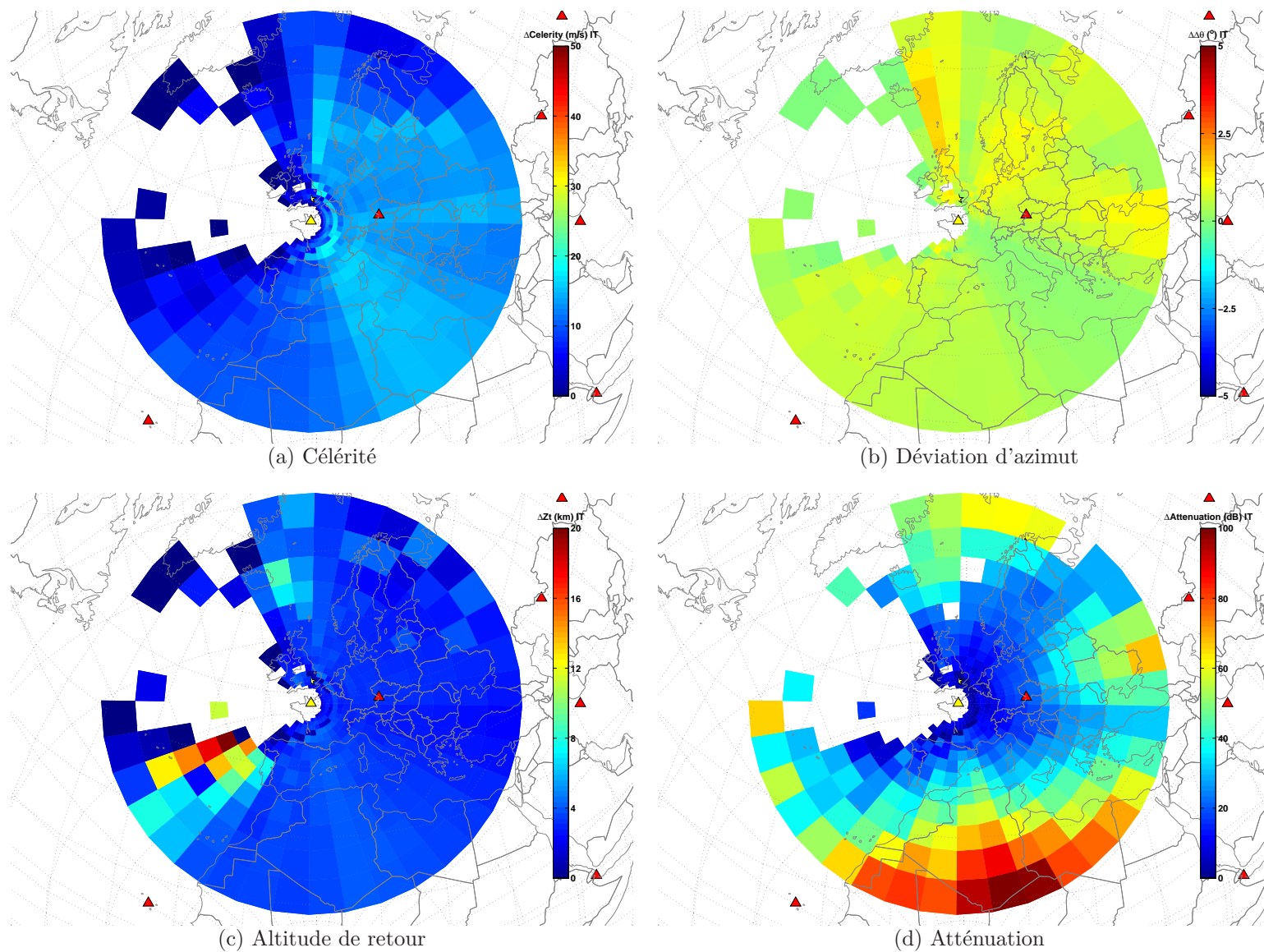


FIG. A.4 – Tables régulières "homogénéisées" de déviation standard : Ces quatre figures sont centrées sur la station de Flers, France, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases thermosphériques**.

## Tables régulière "homogénéisées" stratosphériques : Flers

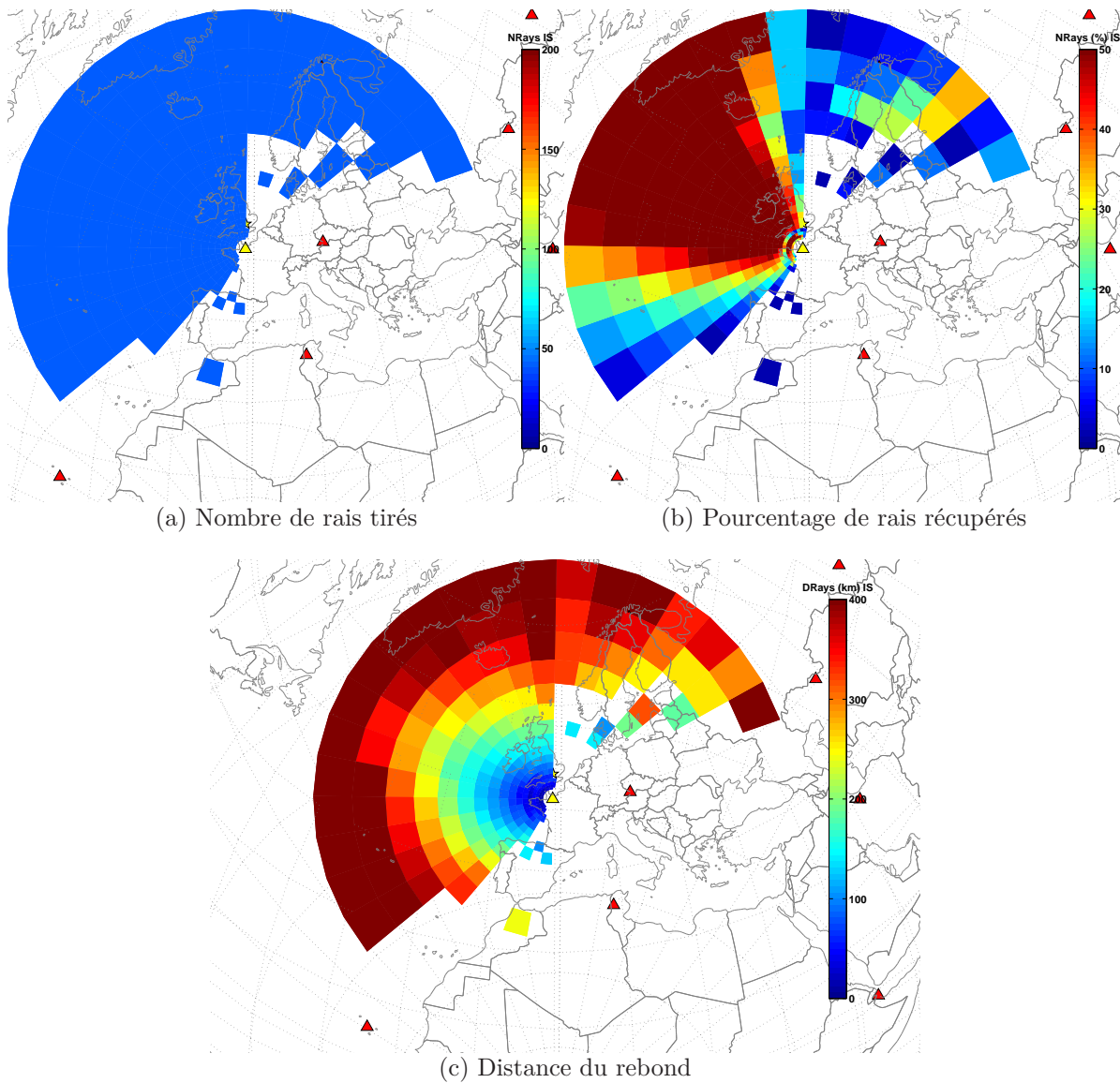


FIG. A.5 – Tables régulières "homogénéisées" : Flers, 11 décembre 2005, 6 : 00 *TU* avec les modèles *NRL-G2S* et pour les phases **Stratosphériques**. La figure représente (a) le nombre de rais tirés initialement, (b) le pourcentage de rais récupérés dans la boîte (par rapport au nombre lancé) et (c) la distance moyenne entre les rebonds et la station (au centre de la boîte).

- Avec *HWM* : station allemande *I26DE*

Les tables régulières "homogénéisées" avec les modèles de champs de vents statistiques *HWM*, construites pour la station de *I26DE*, en Allemagne, sont présentées pour les phases stratosphériques (figure A.12) et thermosphériques (figure A.13).

### Tables régulière "homogénéisées" thermosphériques : Flers

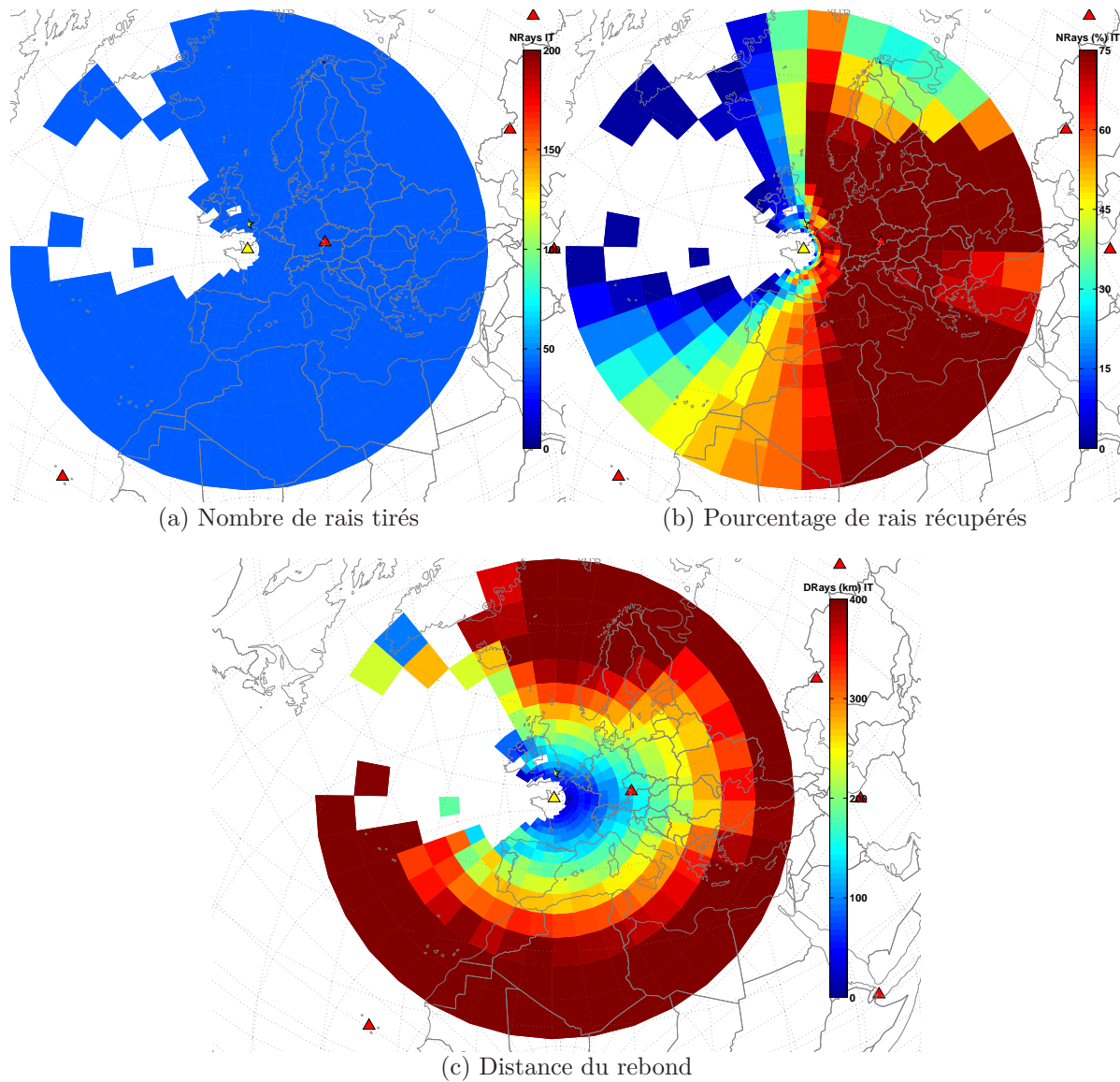


FIG. A.6 – Tables régulières "homogénéisées" : cas de Flers, 11 décembre 2005, 6 : 00 *TU* avec les modèles *NRL-G2S* et pour les phases **thermosphériques**. La figure représente (a) le nombre de rais tirés initialement, (b) le pourcentage de rais récupérés dans la boîte (par rapport au nombre lancé) et (c) la distance moyenne entre les rebonds et la station (au centre de la boîte).



# Champs de vent *HWM*

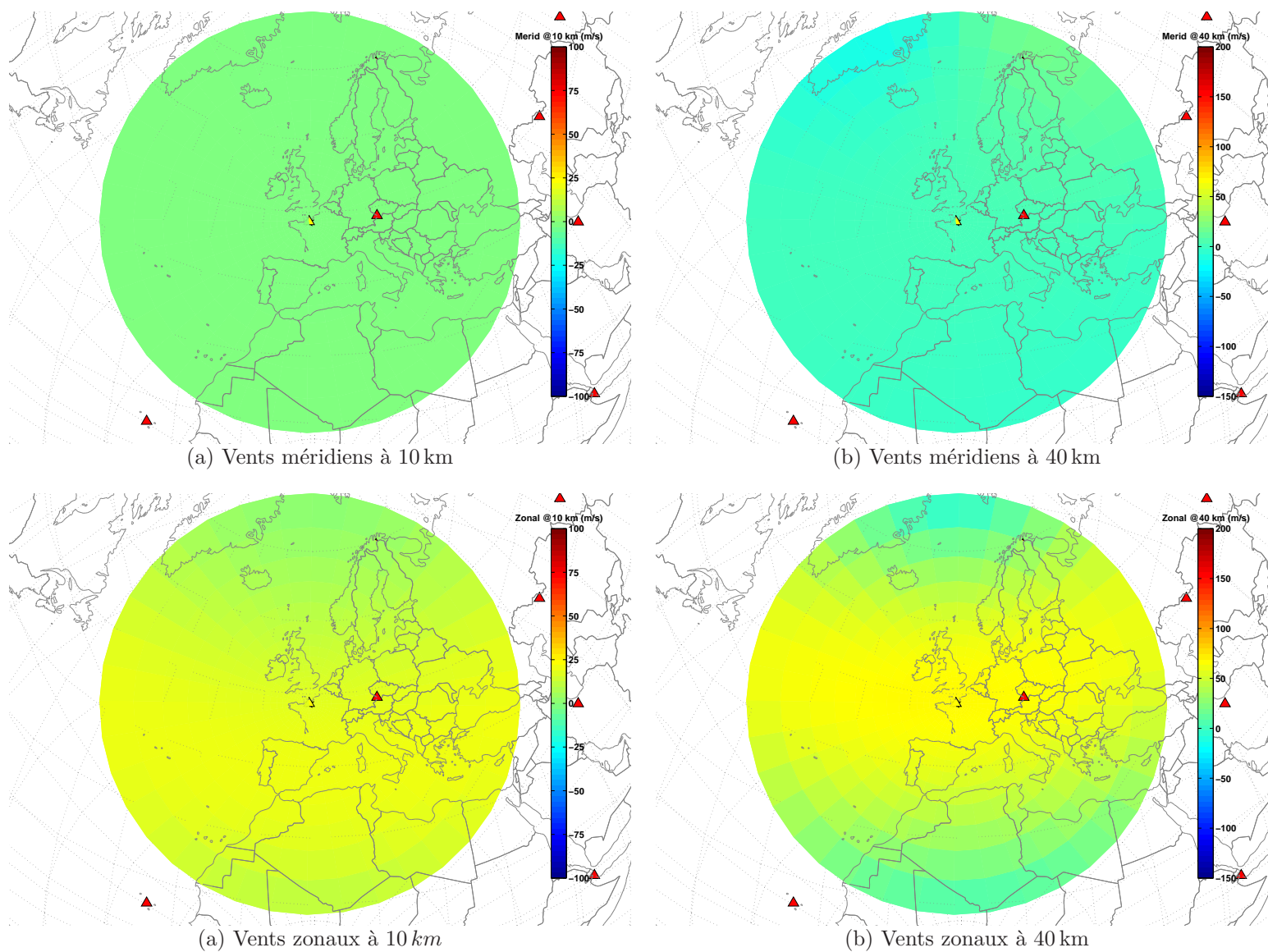


FIG. A.7 – **Champs de vents statistiques *HWM*** : Ces quatre figures sont centrées à la station de Flers, à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* . Les figures (a) et (b) présentent les vents méridiens à 10 et 40 *km* respectivement, les (c) et (d) pour les vents zonaux aux mêmes altitudes.

## Tables régulière "homogénéisées" stratosphériques : Flers

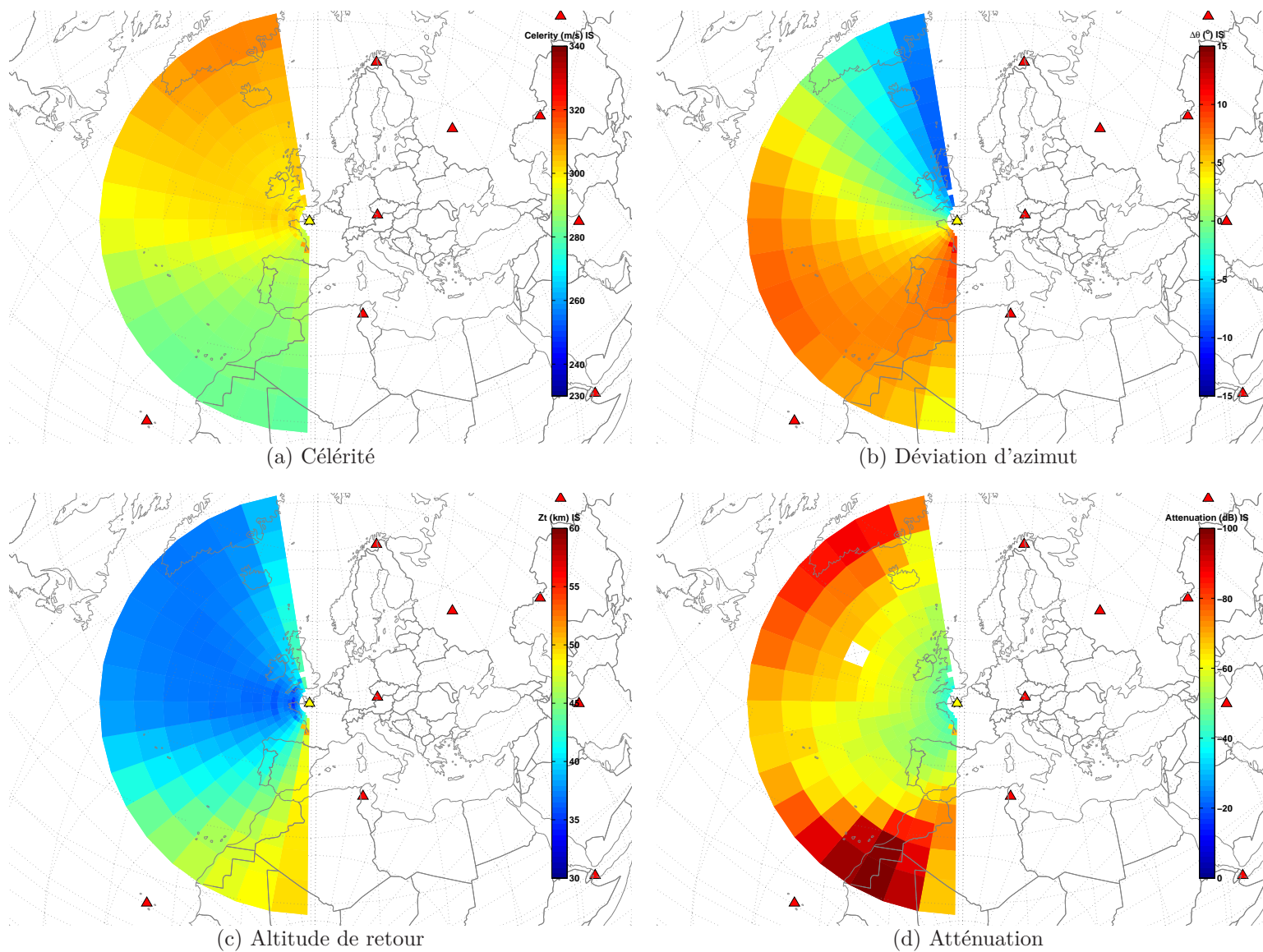


FIG. A.8 – **Tables régulières "homogénéisées"** : Ces quatre figures sont centrées sur la station de Flers, France, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *HWM*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases stratosphérique**.

## Tables régulière "homogénéisées" thermosphériques : Flers

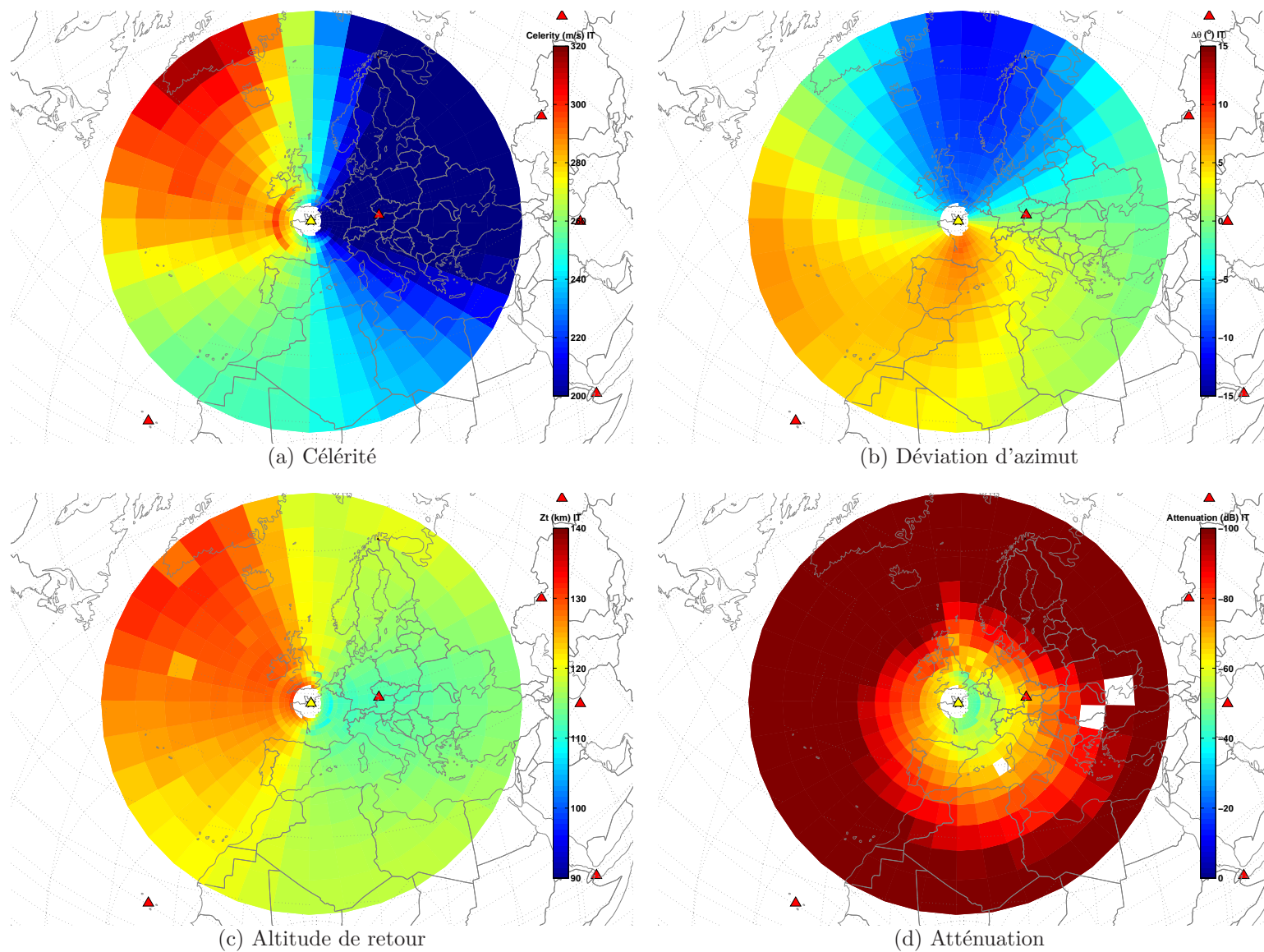


FIG. A.9 – **Tables régulières "homogénéisées"** : Ces quatre figures sont centrées sur la station de Flers, France, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *HWM*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases thermosphériques**.

## Tables régulière "homogénéisées" de déviations standards stratosphériques : Flers

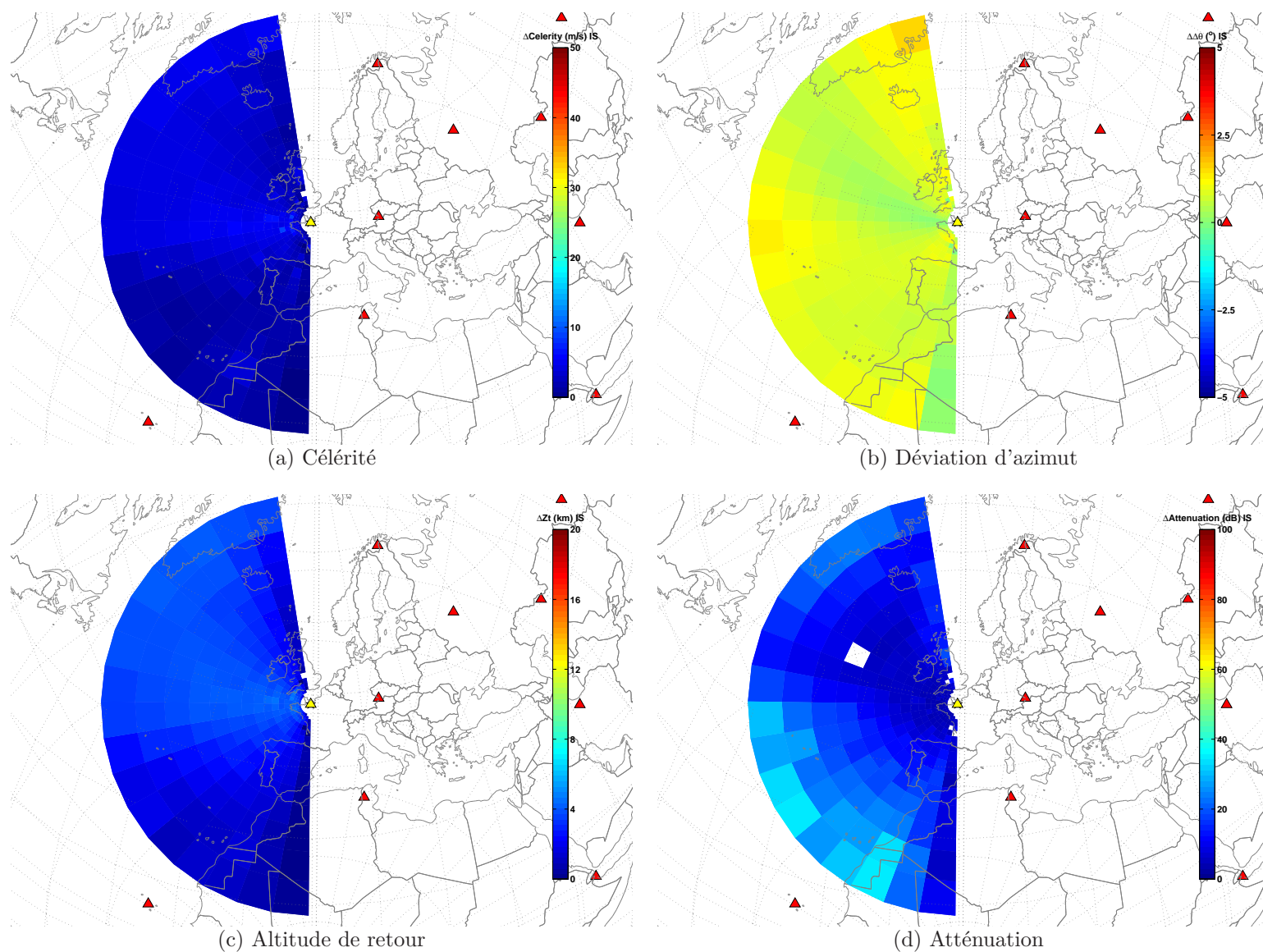


FIG. A.10 – Tables régulières "homogénéisées" de déviation standard : Ces quatre figures sont centrées sur la station de Flers, France, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *HWM*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases stratosphériques**.



## Tables régulières "homogénéisées" de déviations standards thermosphériques : Flers

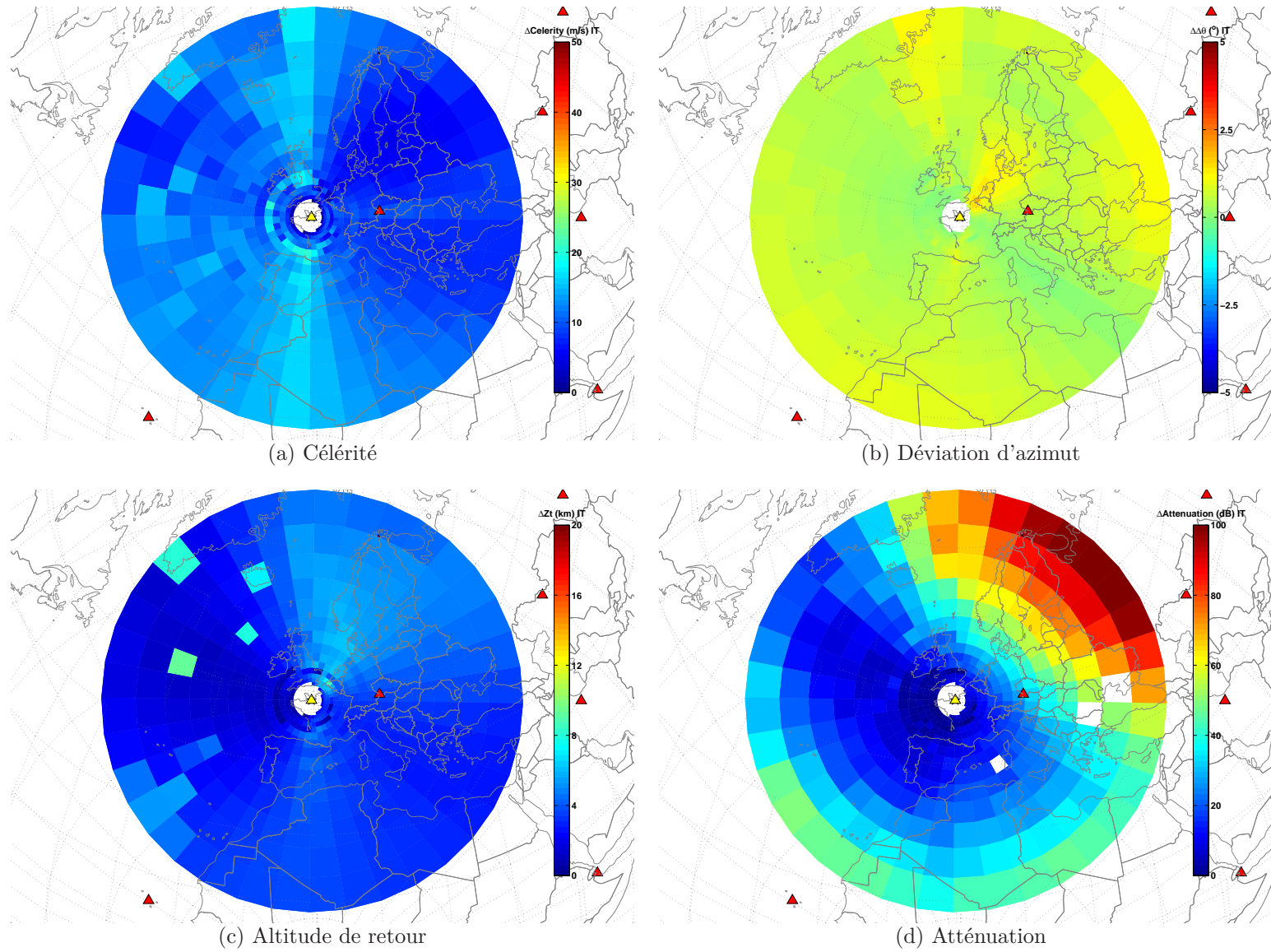


FIG. A.11 – Tables régulières "homogénéisées" de déviation standard : Ces quatre figures sont centrées sur la station de Flers, France, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *HWM*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases thermosphériques**.

## Tables régulière "homogénéisées" stratosphériques : I26DE

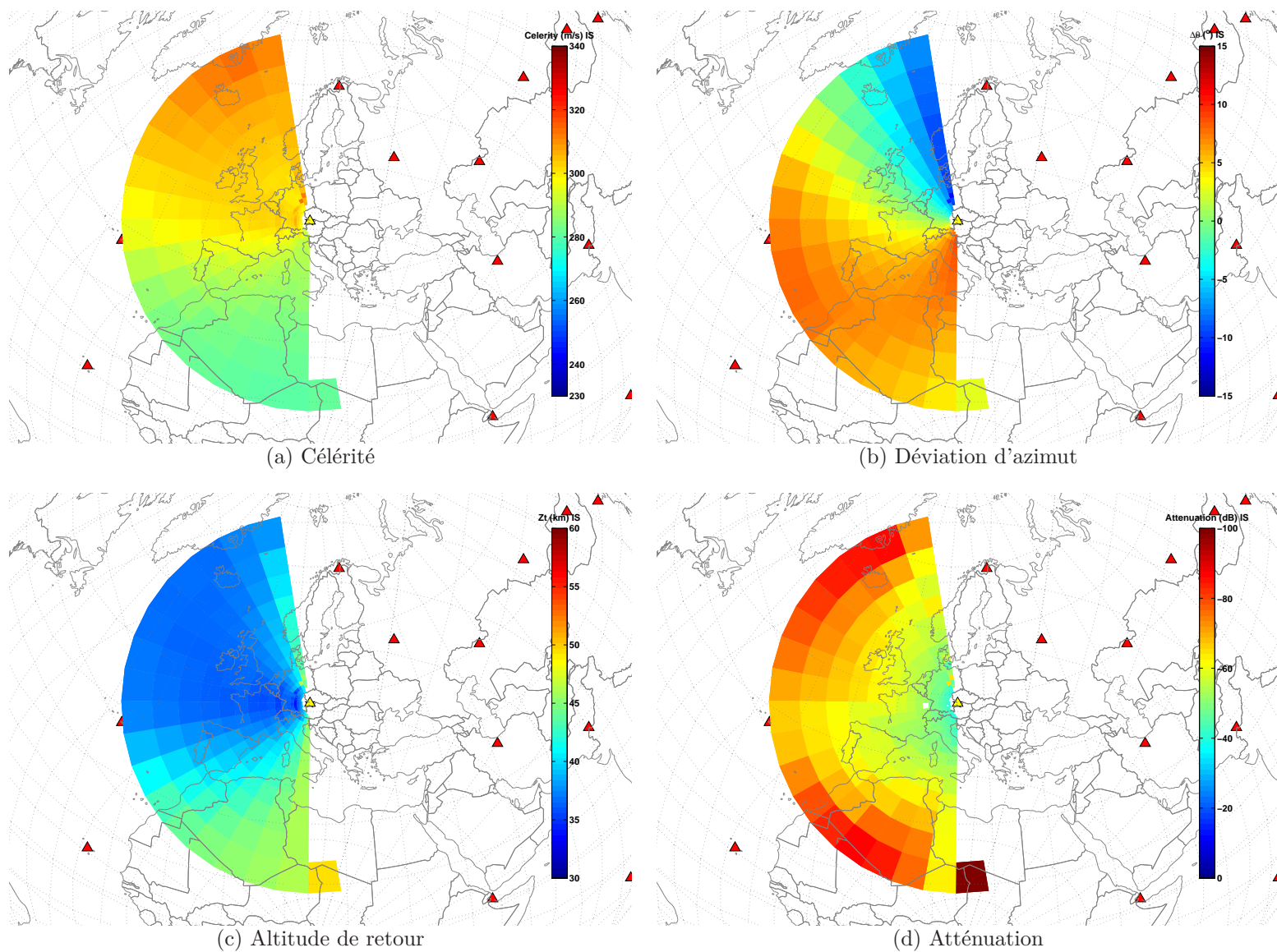


FIG. A.12 – **Tables régulières "homogénéisées"** : Ces quatre figures sont centrées sur la station de *I26DE*, Allemagne, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *HWM*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases stratosphériques**.



## Tables régulière "homogénéisées" thermosphériques : I26DE

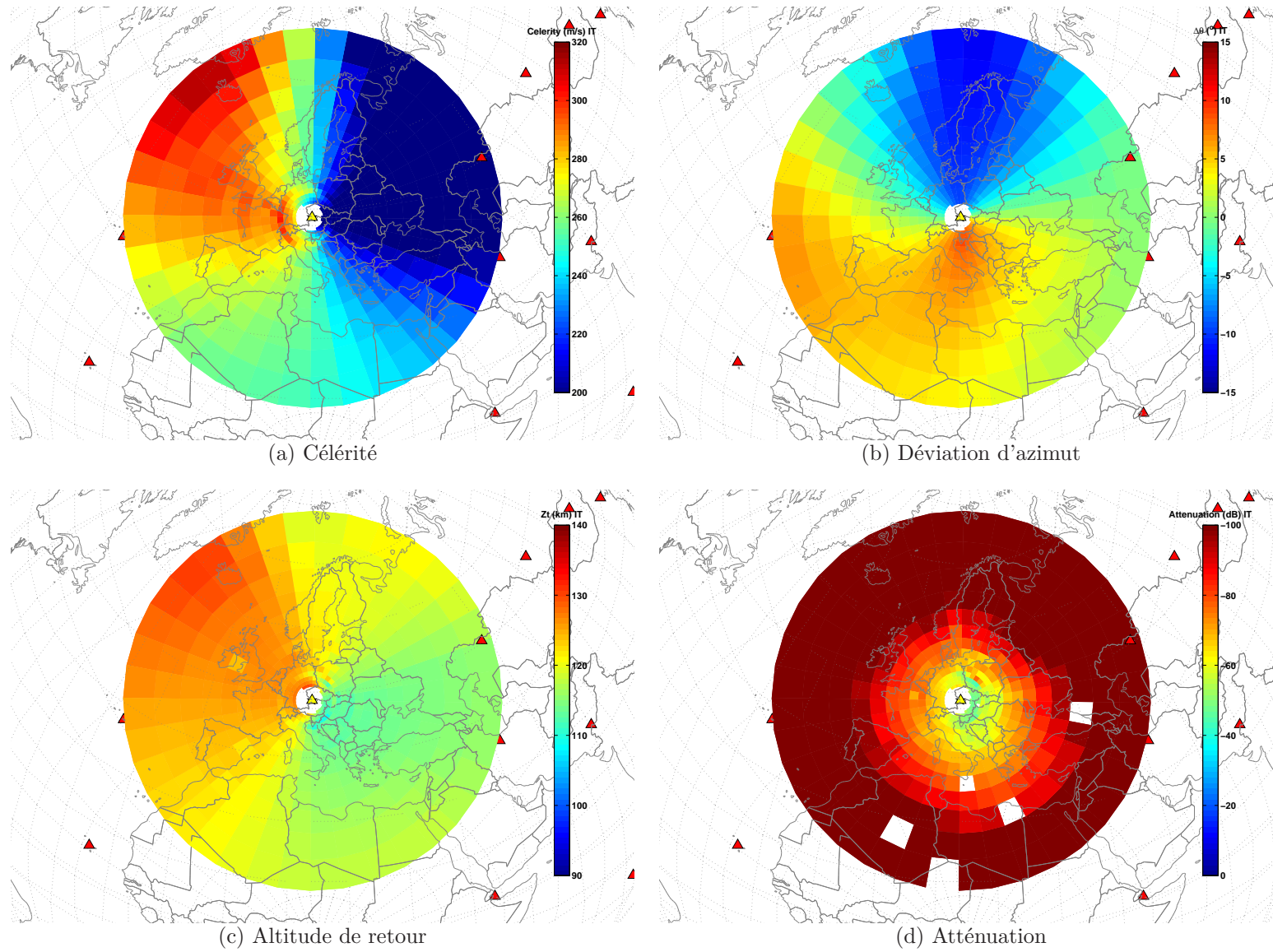


FIG. A.13 – Tables régulières "homogénéisées" : Ces quatre figures sont centrées sur la station de *I26DE*, Allemagne, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *HWM*. Le graphe (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases thermosphériques**.

## A.2 Compléments pour les comparaisons de tables régulières et avancées

Les comparaisons des tables de déviations standards sont présentées pour la station de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 *TU* avec les modèles *NRL-G2S*.

La figure A.14 présente les tables des altitudes de réfractions pour les phases *It* et *Is*. La figure A.15 montre les célérités moyennes et déviations d'azimut des phases stratosphériques et la figure A.16 reprend les mêmes résultat pour phases les thermosphériques.

Ces tables complètent les comparaisons de la section 3.2.4 et justifient le besoin des tables par ordre de rebonds de la section 3.2.5.

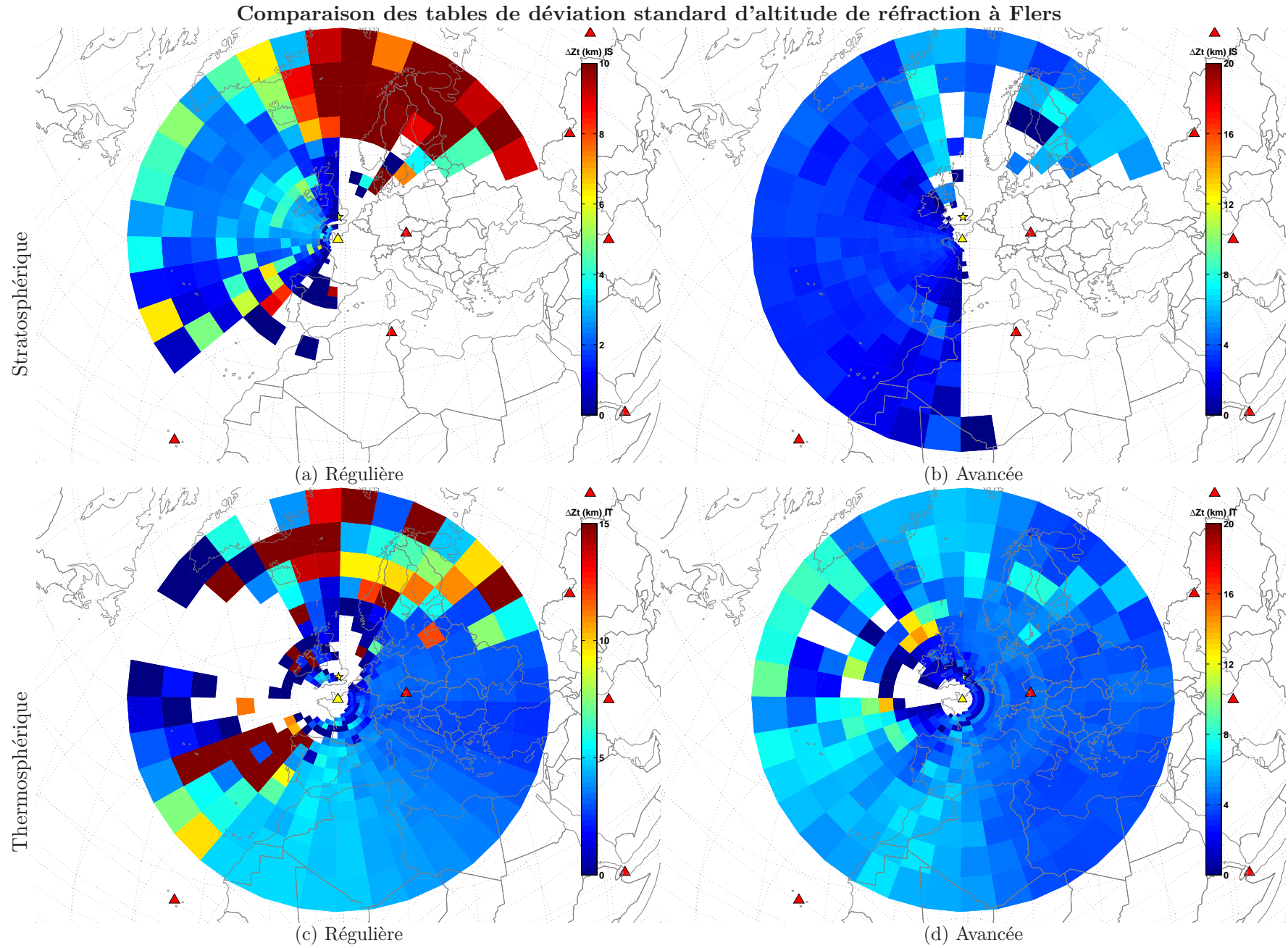


FIG. A.14 – **Comparaison des tables de déviation standard régulières et avancées** : La colonne de gauche reprend les tables régulières et la colonne de droite les tables avancées (ligne du haut les phases stratosphériques et celle du bas, les thermosphériques) pour les **altitudes de réfraction**.

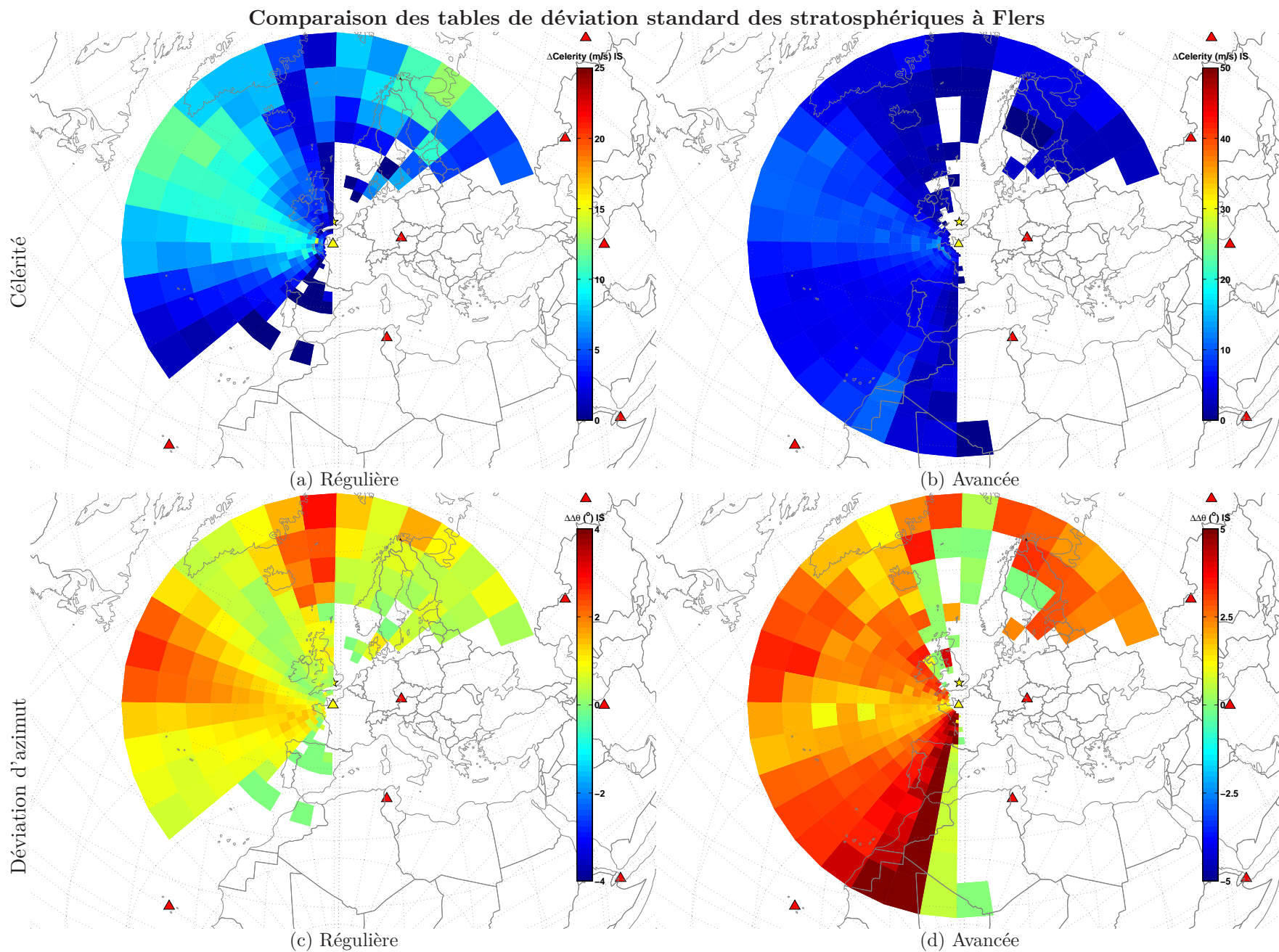


FIG. A.15 – **Comparaison des tables de déviation standard régulières et avancées** : La colonne de gauche reprend les tables régulières et la colonne de droite les tables avancées (ligne du haut les modèles de célérité et celle du bas, les modèles de déviations d'azimuts) pour les **phases stratosphériques**.



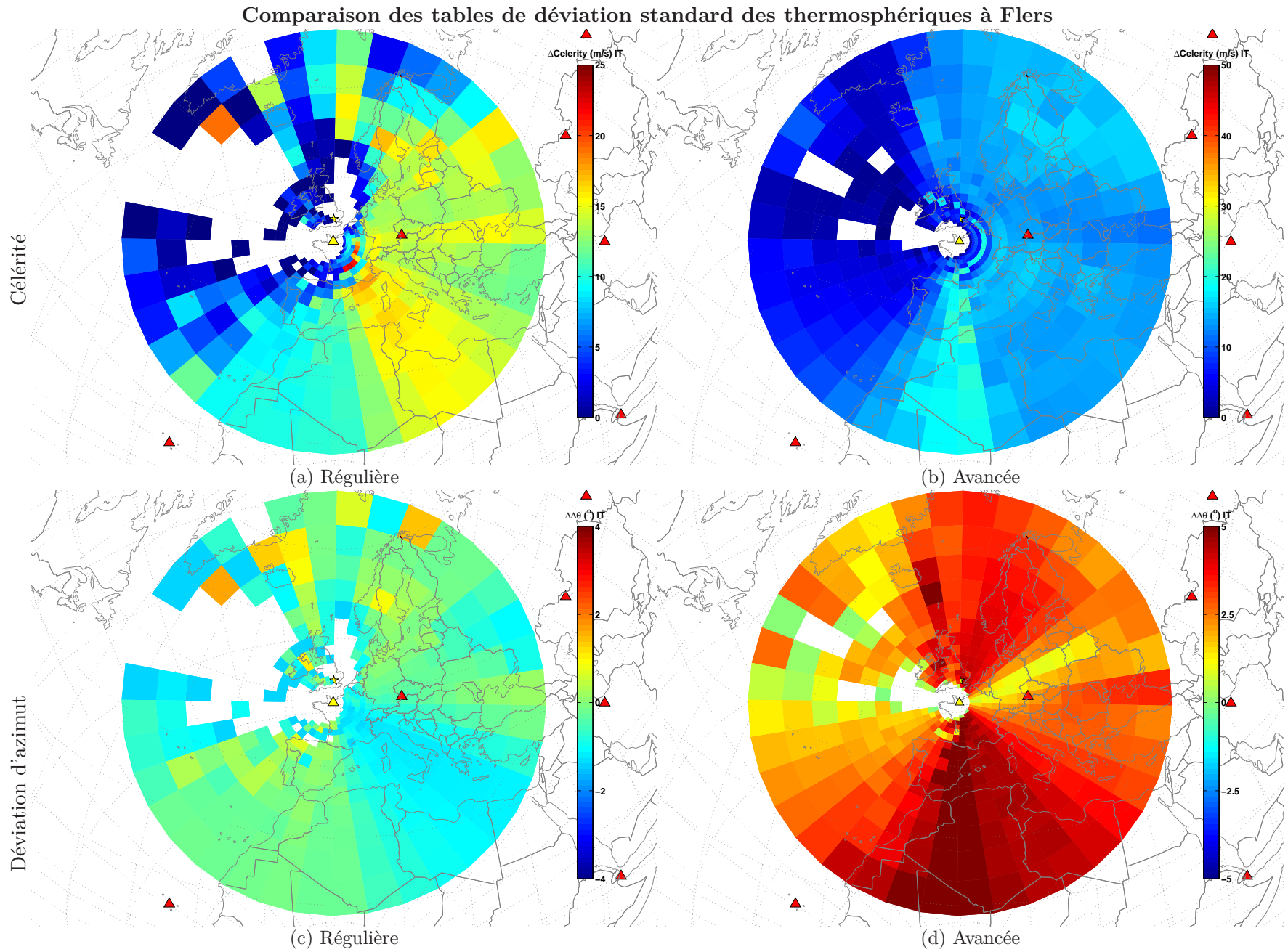


FIG. A.16 – **Comparaison des tables de déviation standard régulières et avancées** : La colonne de gauche reprend les tables régulières et la colonne de droite les tables avancées (ligne du haut les modèles de célérité et celle du bas, les modèles de déviations d'azimuts) pour les **phases thermosphériques**.

## A.3 Tables globales pour les cas d'études

### A.3.1 Pour Novaky

En complément de l'étude sur l'explosion de Novaky, présentée en section 4.2, les tables avancées sont construites avec les modèles statistiques *HWM*, pour la date du 2 mars 2007 à 15 : 30 *TU* pour les trois stations du *SSI* : *I26DE*, *I31KZ* et *I46RU*.

L'heure origine de l'évènement est obtenue à partir de la prélocalisation par croisement d'azimuts sans correction et avec un modèle de célérité constant à 300 *m/s*.

Ces tables globales sont construites pour toutes les phases simulées aux stations. De manière illustrative, les tables thermosphériques assemblées pour *I26DE* et les tables stratosphériques à *I31KZ* et *I46RU* sont présentées, respectivement en figures A.17, A.18 et A.19 pour les modèles de célérité, de déviations d'azimut, d'altitude de réfraction et d'atténuation.



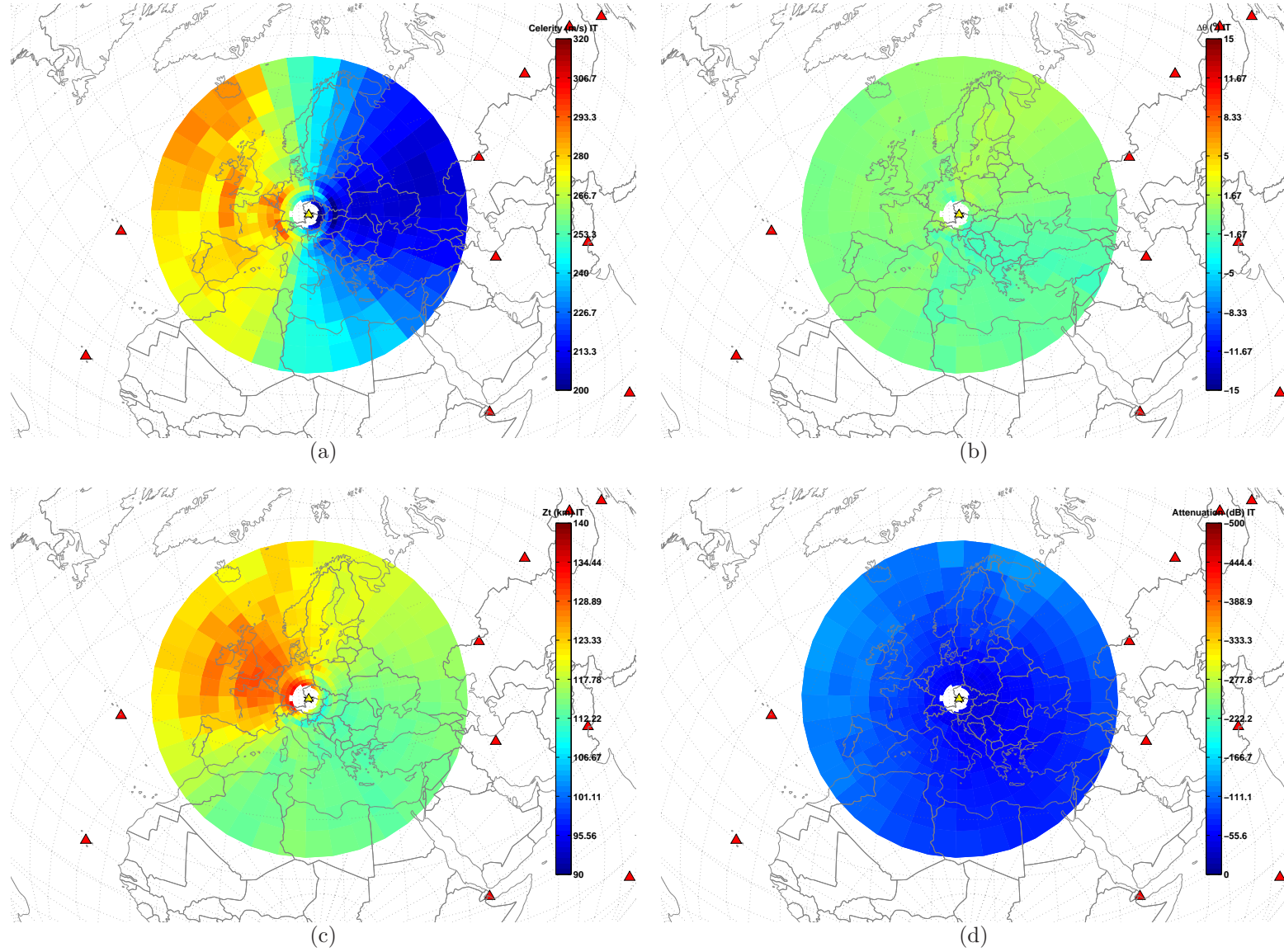


FIG. A.17 – **Tables avancées de propagation** : Ces quatre figures sont centrées à la station de *I26DE*, pour des sources au sol et à la date du 2 mars 2007 et à 15 : 30 *TU* en intégrant les modèles *HWM*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases thermosphériques**.

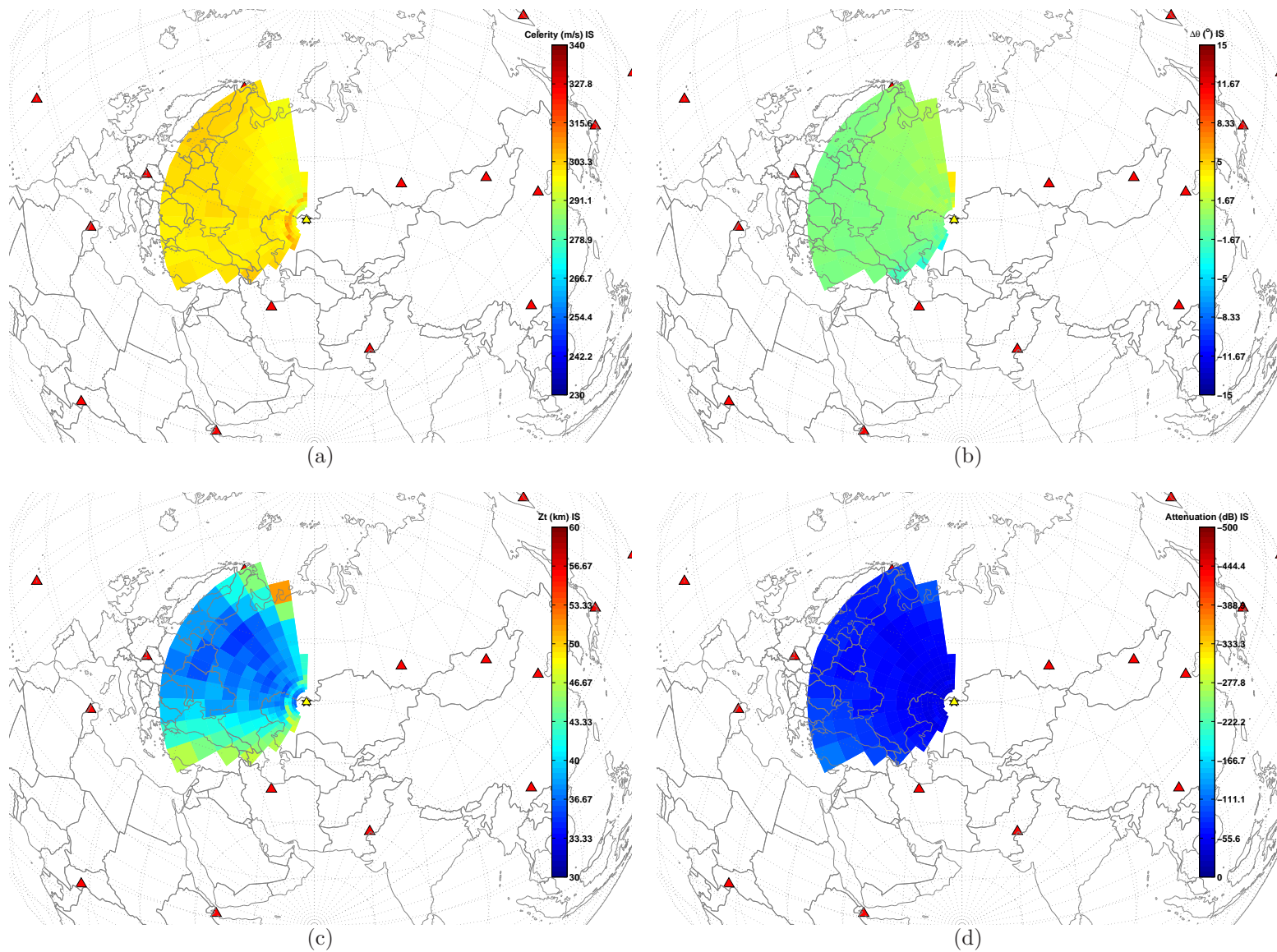


FIG. A.18 – **Tables avancées** : Ces quatre figures sont centrées à la station de *I31KZ*, pour des sources au sol et à la date du 2 mars 2007 et à 15 : 30 *TU* en intégrant les modèles *HWM*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour, dans chaque cas, les **phases stratosphériques**.

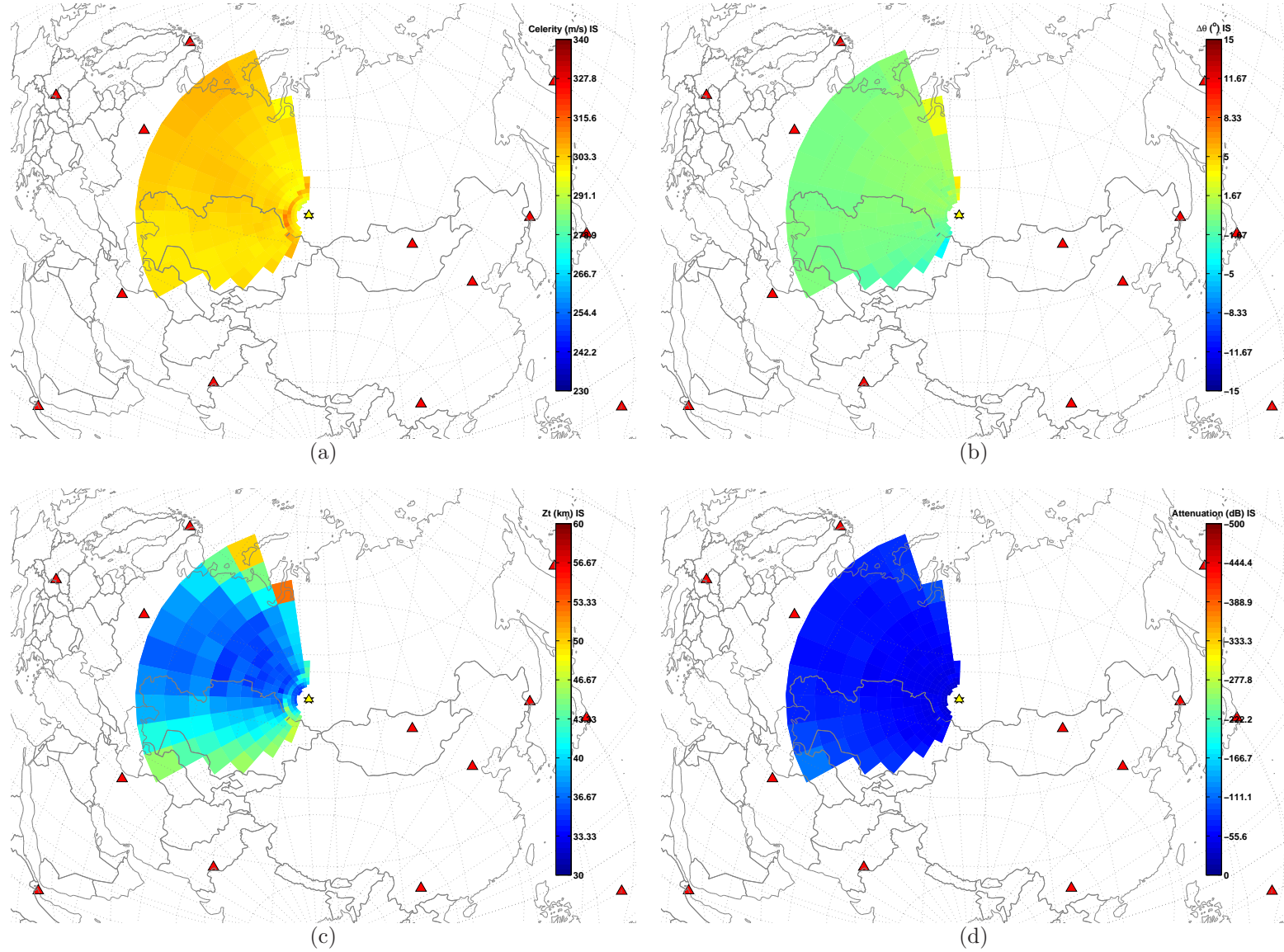


FIG. A.19 – **Tables avancées** : Ces quatre figures sont centrées à la station de *I46RU*, pour des sources au sol et à la date du 2 mars 2007 et à 15 : 30 *TU* en intégrant les modèles *HWM*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases stratosphériques**.

### A.3.2 Pour Buncefield

Tout comme pour le bilan des tables de propagation régulières (section 3.1.3), la date du 11 décembre 2005 au matin, 6 : 00 *TU*, est retenue. En revanche, la base des stations est enrichie à un ensemble de stations européennes : Flers (France), Uppsala (Suède), *I26DE* et *IGADE* (Allemagne).

Ce choix de la construction des tables pour ces quatre stations est lié à l'explosion de Buncefield, dans la banlieue de Londres, et qui est traité dans le chapitre 4 en section 4.3.

- **Station de Flers, France, 11 décembre 2005**

Les tables globales de propagation avancées pour les phases Stratosphériques liées à la station de Flers sont présentées comme illustration dans la section décrivant la méthodologie des tables avancées (section 3.2.3).

- **Station *I26DE*, Allemagne, 11 décembre 2005**

La seconde station associée à cet événement de Buncefield est la station allemande, *I26DE*. Les *tables de propagation avancées* sont présentées pour les phases stratosphériques (figure A.20) et thermosphériques (figure A.21).

- **Station *IGADE*, Allemagne, 11 décembre 2005**

Les *tables de propagation avancées*, construites pour la station *IGADE* en Allemagne, sont présentées pour les phases stratosphériques (figure A.22) et thermosphériques (figure A.23).

- **Station Uppsala, Suède, 11 décembre 2005**

Les *tables de propagation avancées*, construites pour la station d'Uppsala, en Suède, sont présentées pour les phases stratosphériques (figure A.24) et thermosphériques (figure A.25).



## Tables avancées stratosphériques : I26DE

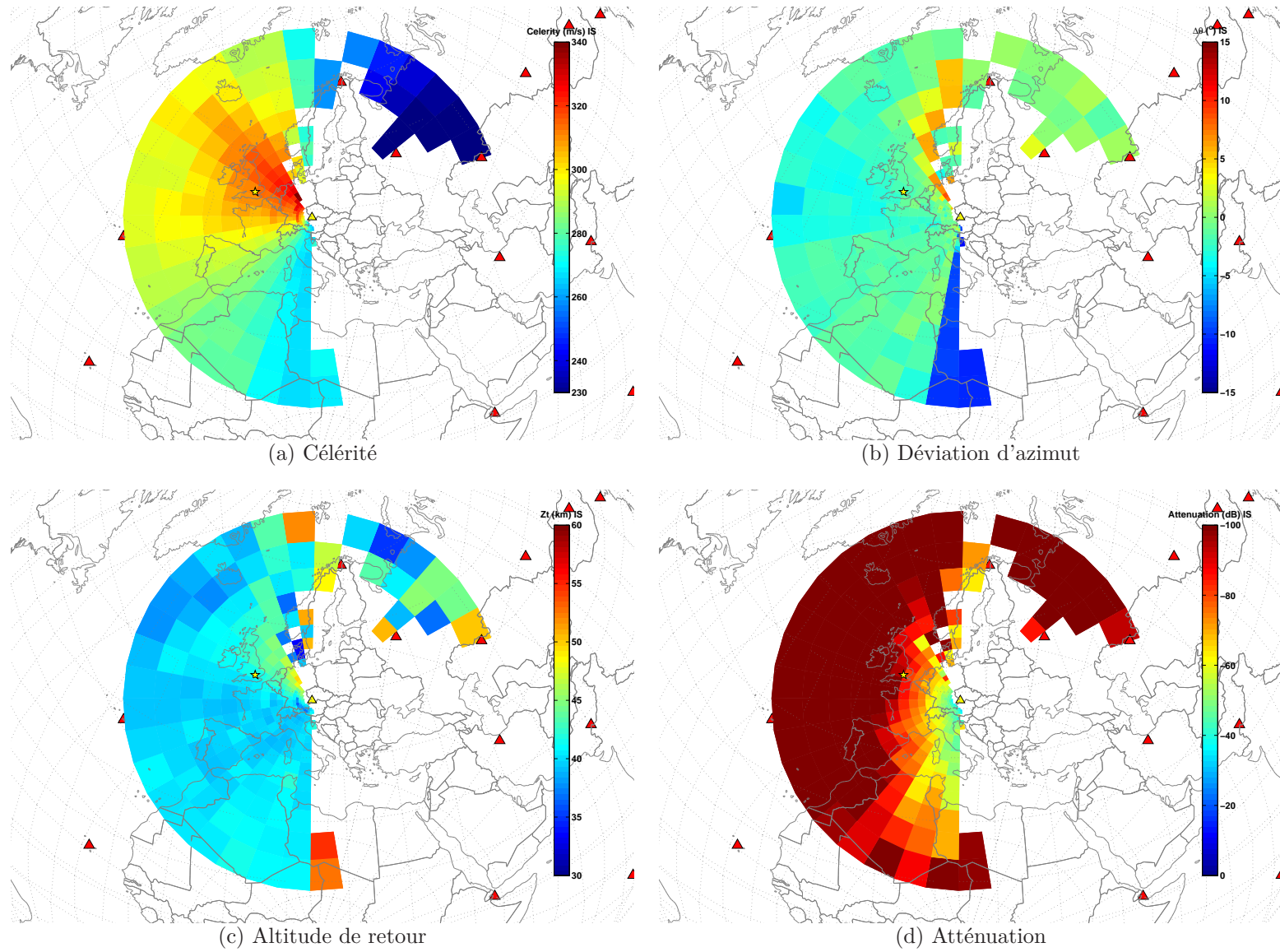


FIG. A.20 – **Tables avancées** : Ces quatre figures sont centrées sur la station d'I26DE, Allemagne, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 TU en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases stratosphériques**.

## Tables avancées thermosphériques : I26DE

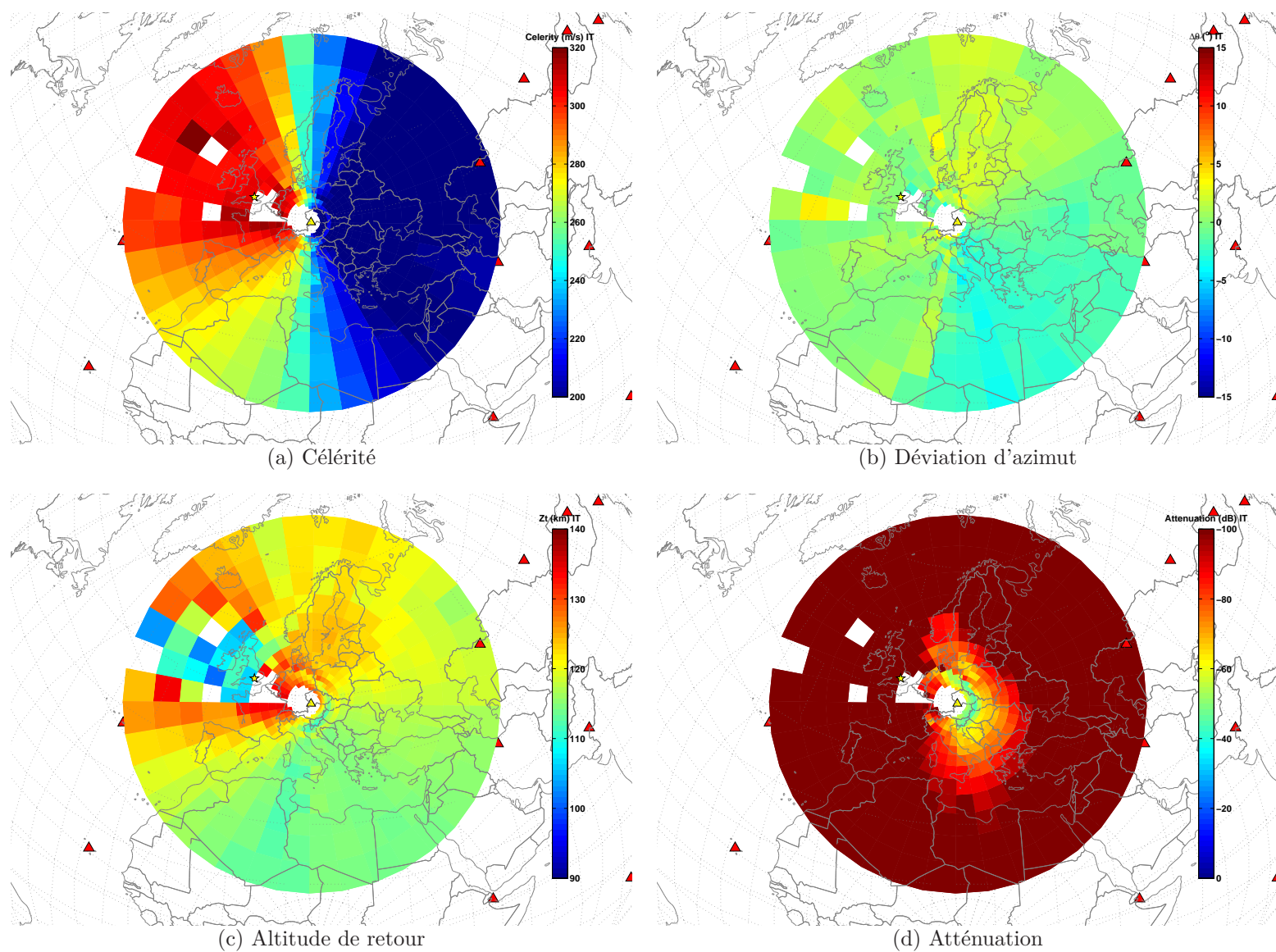


FIG. A.21 – **Tables avancées** : Ces quatre figures sont centrées sur la station d'I26DE, Allemagne, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 TU en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases thermosphériques**.



## Tables avancées stratosphériques : IGADÉ

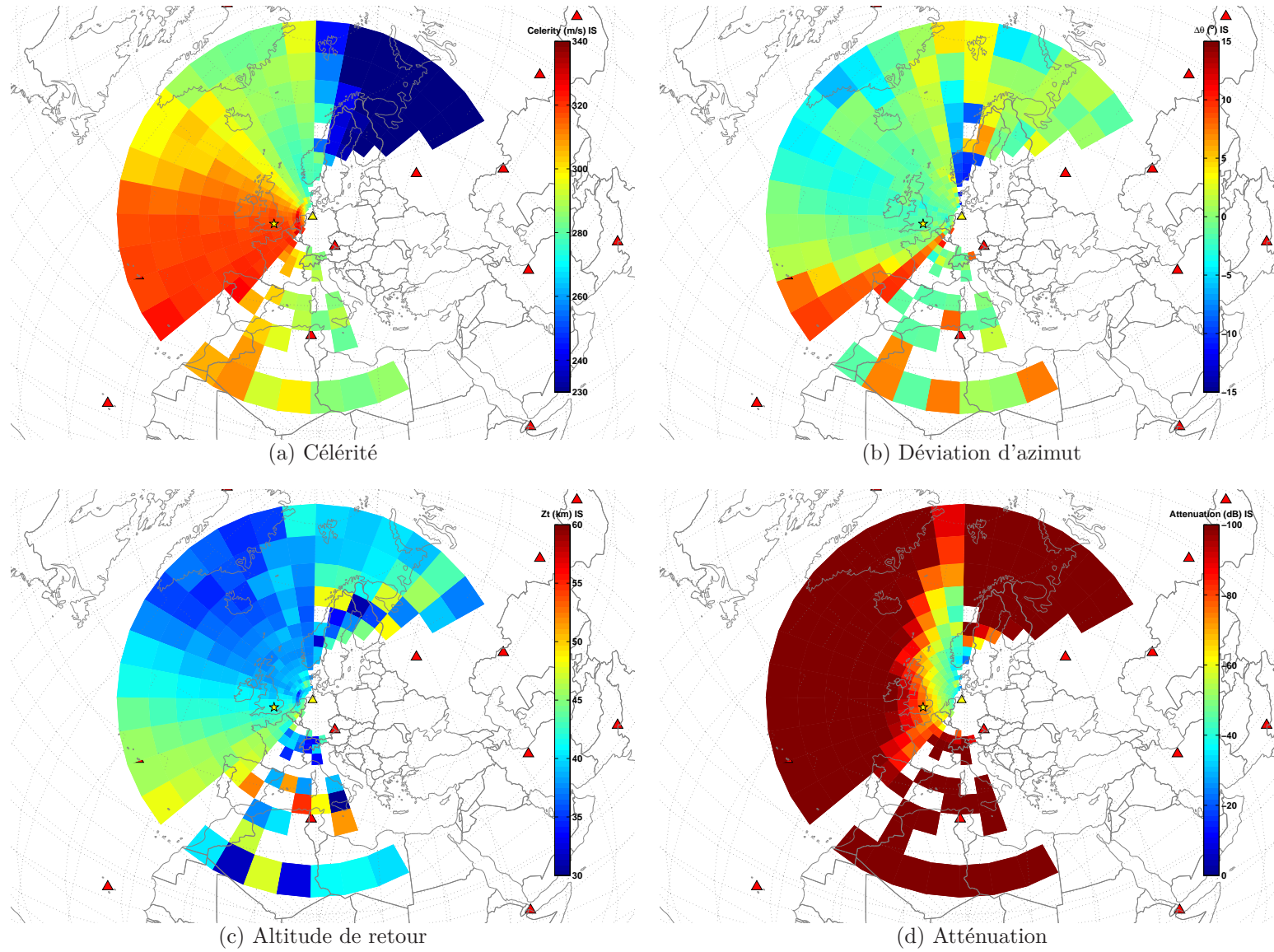


FIG. A.22 – **Tables avancées** : Ces quatre figures sont centrées sur la station d'*IGADÉ*, Allemagne, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases stratosphériques**.

## Tables avancées thermosphériques : IGADE

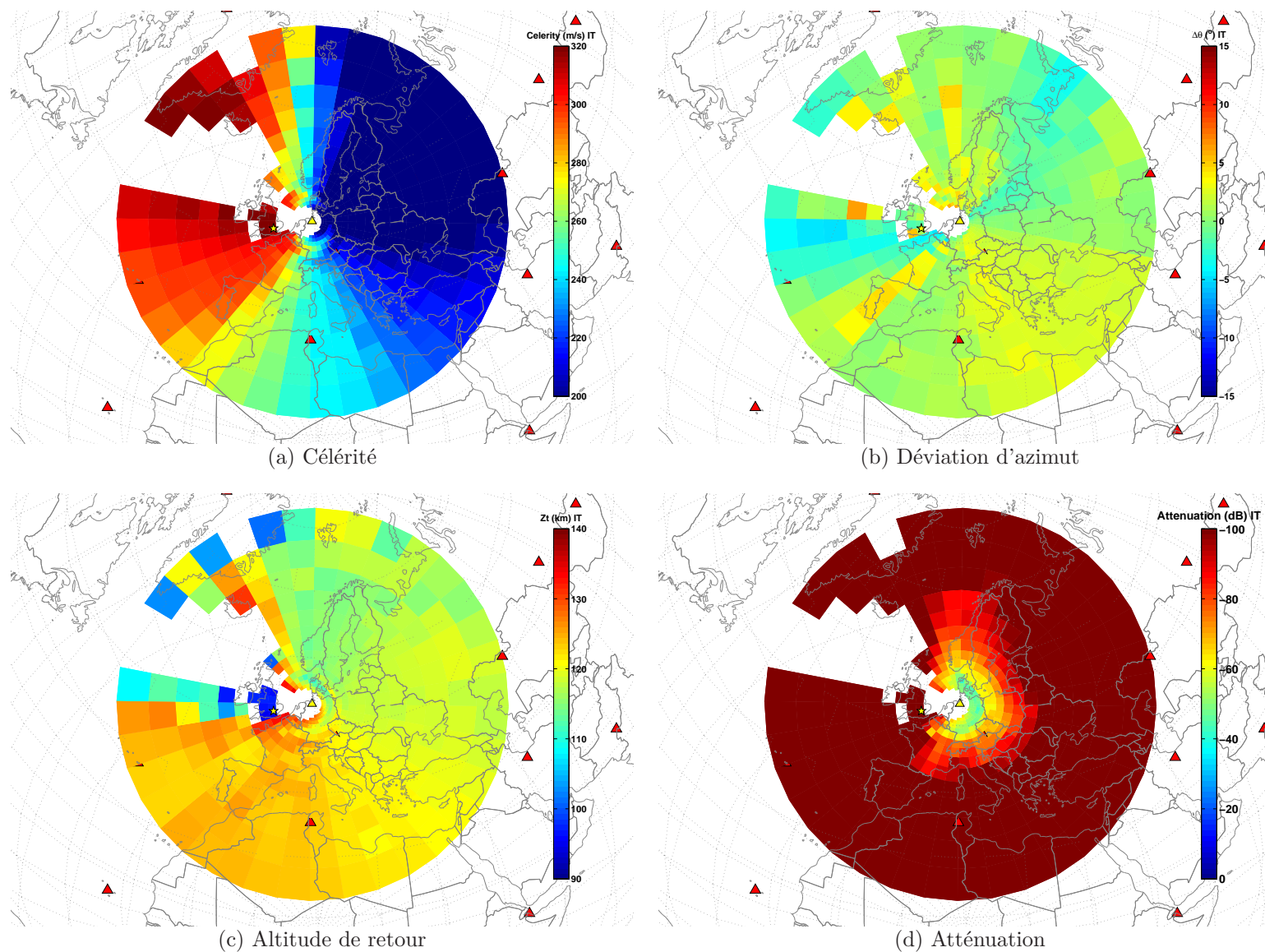


FIG. A.23 – **Tables avancées** : Ces quatre figures sont centrées sur la station d'*IGADE*, Allemagne, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases thermosphériques**.

## Tables avancées stratosphériques : Uppsala

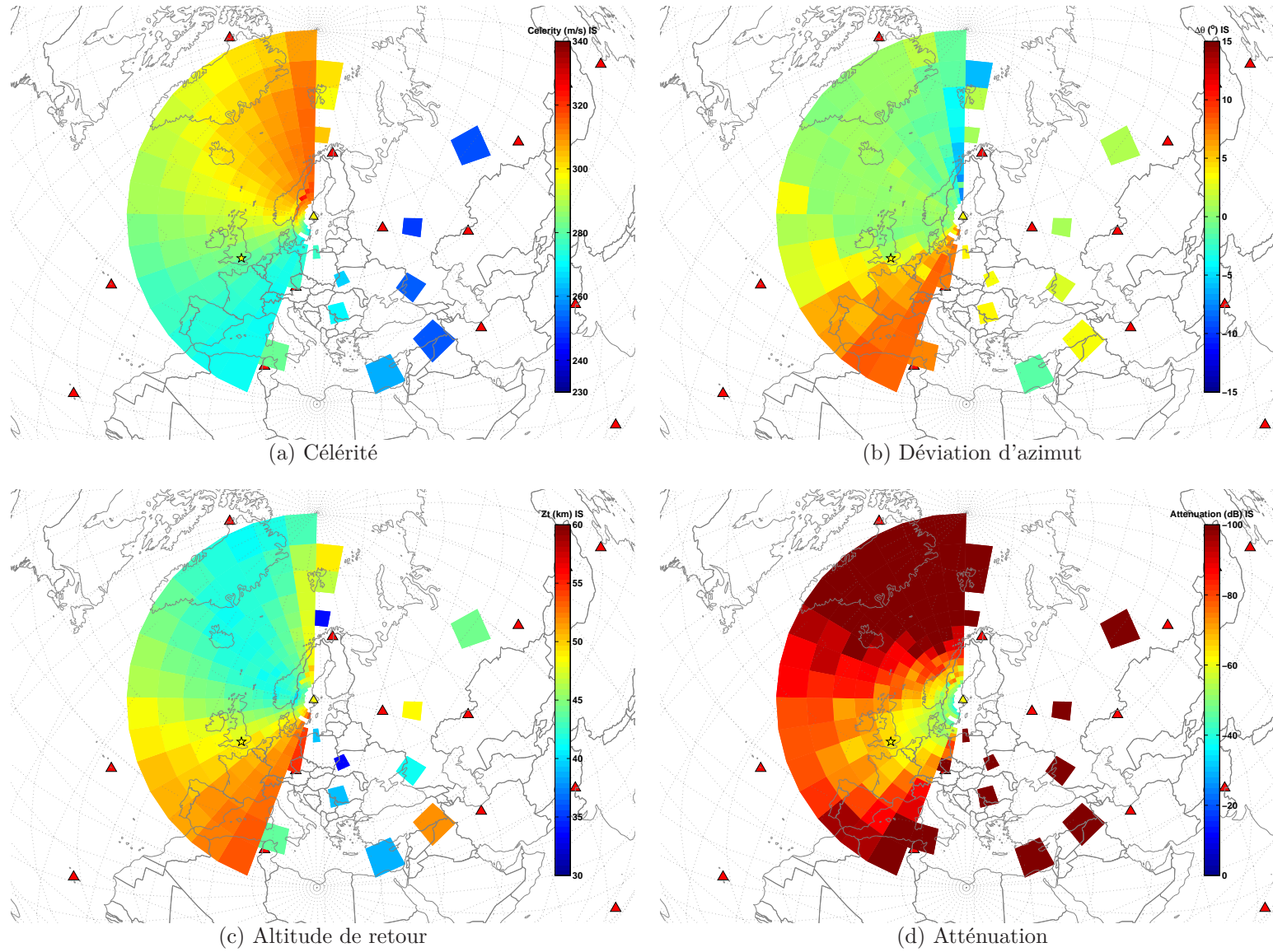


FIG. A.24 – **Tables avancées** : Ces quatre figures sont centrées sur la station d'Uppsala, Suède, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases stratosphériques**.



## Tables avancées thermosphériques : Uppsala

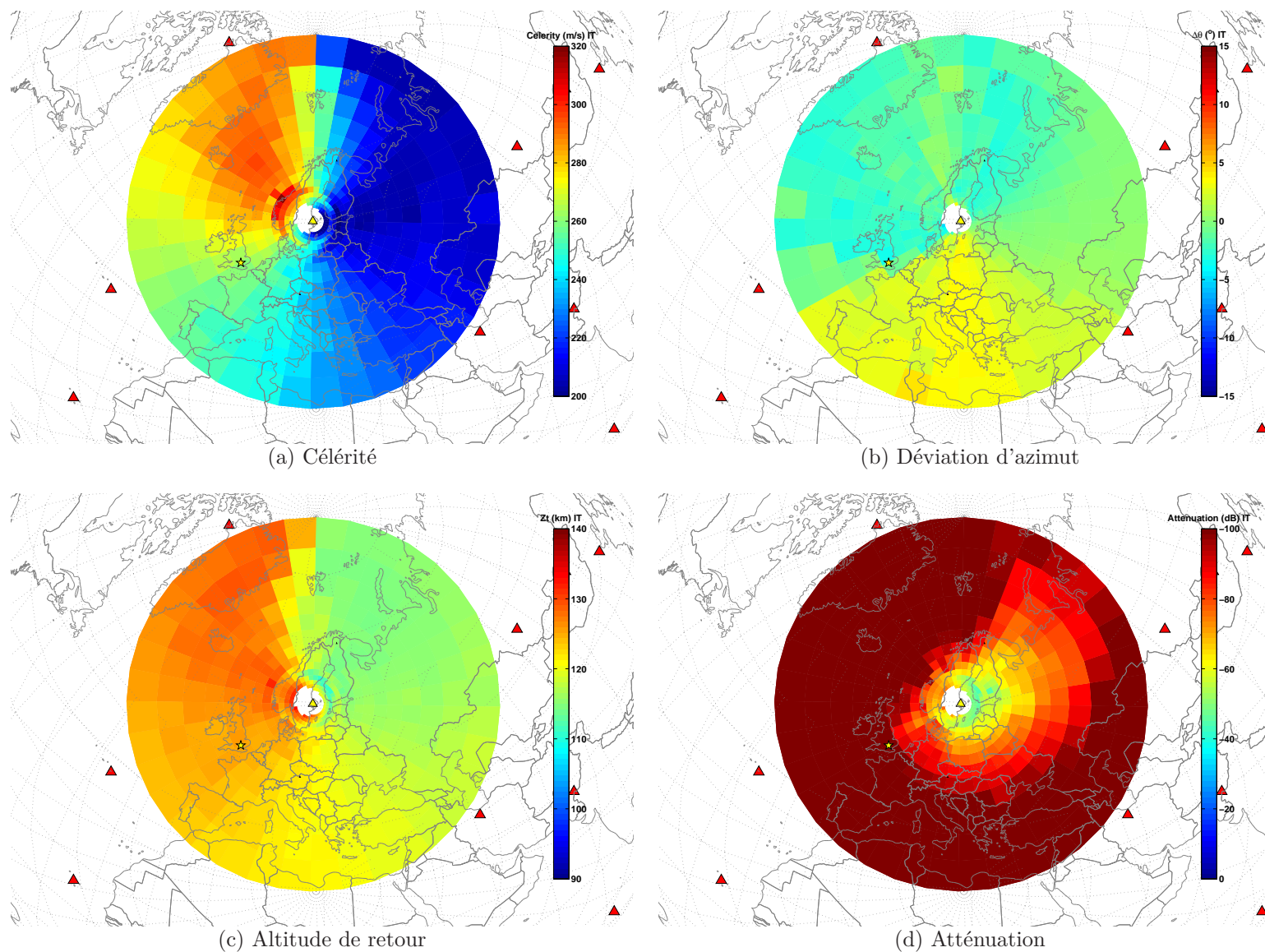


FIG. A.25 – **Tables avancées** : Ces quatre figures sont centrées sur la station d'Uppsala, Suède, pour des sources au sol et à la date du 11 décembre 2005 et à 6 : 00 *TU* en prenant en compte des modèles *NRL-G2S*. La figure (a) présente la célérité, (b) les déviations d'azimuts, (c) les altitudes de retour (ou de réfraction) et (d) l'atténuation subie pour les **phases thermosphériques**.

## A.4 Compléments pour l'étude de variabilité globale

Cette partie complète l'étude de la variation spatiale de la propagation des ondes infrasonores le long du méridien  $65^{\circ}\text{O}$  pour les stations du *SSI* : *I18DK*, *I51UK*, *I25FR*, *I08BO*, *I01AR*, *I02AR* et *I54US*, au long de l'année 2003 : au 1<sup>er</sup> janvier, 1<sup>er</sup> avril, 1<sup>er</sup> juillet et 1<sup>er</sup> octobre à 12 : 00 *TU*, présentée dans le chapitre 4, en section 4.4.

Les tableaux A.1 et A.2 récapitulent les résultats obtenus avec les tables pour, respectivement, les modèles empiriques *HWM* et les modèles semi-empiriques *ECMWF*.

Ils donnent les valeurs extrêmes et moyennes pour les modèles de célérités et les déviations du front d'onde pour les phases stratosphériques et thermosphériques, ainsi que des informations sur le taux de remplissage de la table, en nombre de cellules et en pourcentage de la surface totale.

Les simulations ont été réalisées à la fréquence de  $0.1\text{ Hz}$  dans tous les cas.

## I18DK - Modèles de célérité - ECMWF

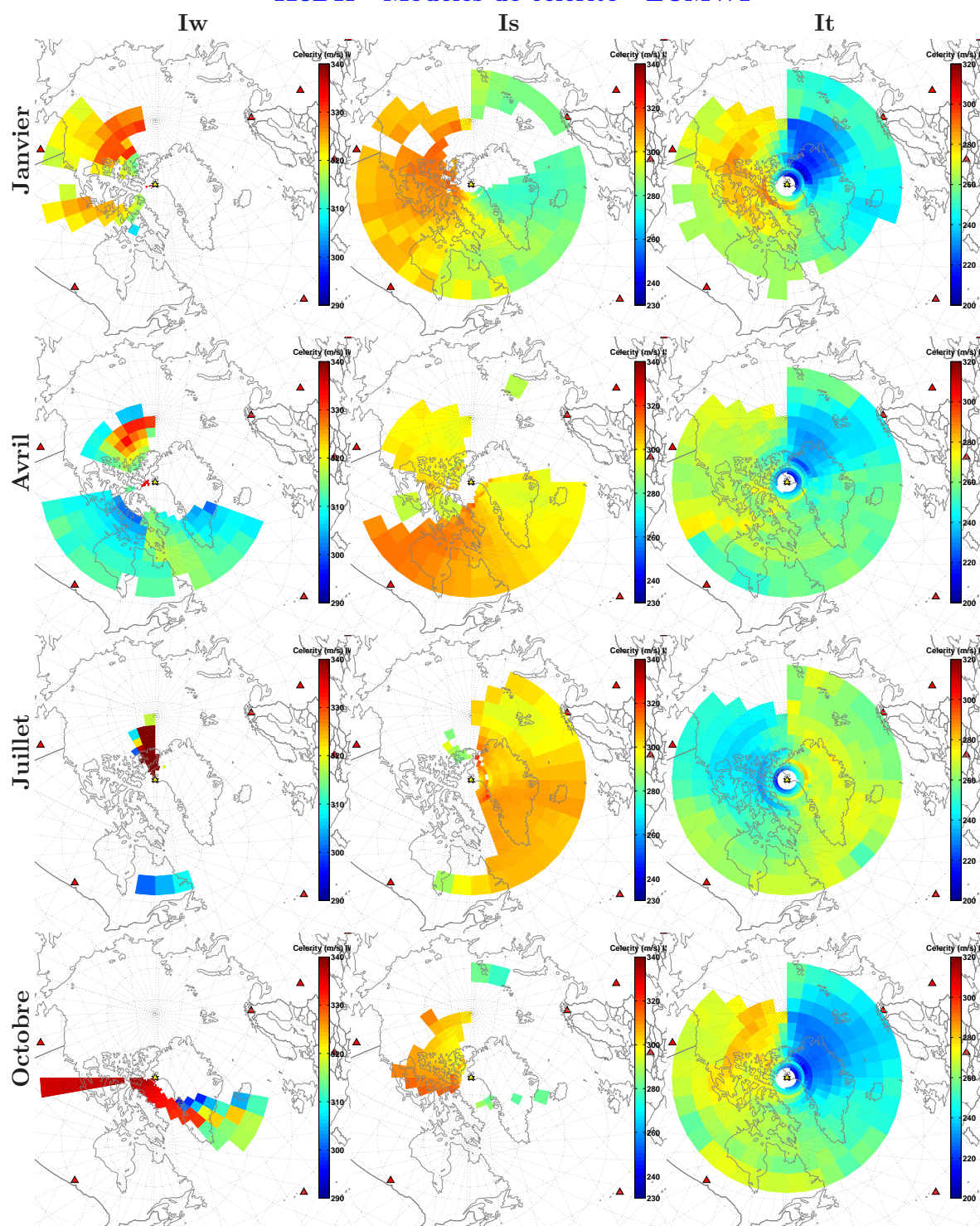


FIG. A.26 – Variabilité saisonnière à la station *I18DK* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles semi-empiriques *ECMWF*.



		<i>HWM : Horizontal Wind Model</i>															
Station	Mois	Phase troposphérique					Phase stratosphérique					Phase thermosphérique					Escape
		<i>C</i>		$\Delta\theta$		%surf	<i>C</i>		$\Delta\theta$		%surf	<i>C</i>		$\Delta\theta$		%surf	%surf
		moy	$\sigma$	moy	$\sigma$		moy	$\sigma$	moy	$\sigma$		moy	$\sigma$	moy	$\sigma$		
<i>I18DK</i>	Janvier	321.1	6.3	-2.56	0.35	0.5	301.3	3.1	-0.03	1.05	52.2	251.6	23.9	-0.30	1.58	93.5	6.4
	Avril	324.7	0.0	-0.11	0.15	0.0	304.0	4.9	-0.13	0.59	40.5	251.7	14.6	-0.20	0.44	93.6	6.4
	Juillet	∅	∅	∅	∅	0.0	301.7	4.5	-0.73	0.89	47.3	254.8	13.4	0.29	0.70	93.5	6.4
	Octobre	314.1	0.0	-0.36	0.0	0.3	315.9	2.7	0.75	0.72	0.8	250.1	15.6	-0.24	0.49	93.5	6.5
<i>I51UK</i>	Janvier	329.1	0.0	7.12	0.0	0.1	305.5	5.8	0.63	1.88	37.9	248.5	33.2	-0.01	1.73	95.7	0.5
	Avril	324.8	0.0	2.15	0.0	0.9	311.8	3.8	0.63	0.61	37.9	248.3	13.5	-0.12	0.61	99.3	0.7
	Juillet	∅	∅	∅	∅	0.0	302.7	4.9	-0.57	0.97	38.3	247.0	17.1	0.07	0.96	99.4	0.5
	Octobre	336.1	1.9	1.50	1.75	1.7	312.9	3.3	0.72	0.71	13.7	246.5	16.7	-0.13	0.78	99.4	0.6
<i>I25FR</i>	Janvier	∅	∅	∅	∅	0.0	303.9	2.6	0.76	0.99	16.8	244.9	12.6	0.10	0.42	99.4	0.6
	Avril	∅	∅	∅	∅	0.0	∅	∅	∅	∅	0.0	242.4	10.2	-0.07	0.19	99.4	0.6
	Juillet	∅	∅	∅	∅	0.0	314.1	3.3	-0.18	0.74	19.8	243.6	11.7	-0.10	0.46	99.4	0.6
	Octobre	∅	∅	∅	∅	0.0	∅	∅	∅	∅	0.0	243.5	10.3	-0.04	0.36	99.4	0.6
<i>I08BO</i>	Janvier	∅	∅	∅	∅	0.0	303.2	4.2	0.19	0.92	36.0	244.3	14.5	0.05	0.72	99.4	0.5
	Avril	∅	∅	∅	∅	0.0	305.7	3.1	-0.40	0.46	15.2	244.7	13.3	-0.10	0.42	99.4	0.6
	Juillet	∅	∅	∅	∅	0.0	312.0	3.1	0.26	0.62	21.1	243.7	20.6	-0.28	0.87	99.4	0.6
	Octobre	∅	∅	∅	∅	0.0	∅	∅	∅	∅	0.0	243.3	12.8	0.14	0.44	99.4	0.6
<i>I01AR</i>	Janvier	∅	∅	∅	∅	0.0	296.1	5.3	0.40	1.71	47.0	249.9	22.3	-0.25	1.22	94.9	0.4
	Avril	∅	∅	∅	∅	0.0	304.6	4.5	-0.89	1.36	39.0	247.1	24.5	0.06	1.35	99.4	0.5
	Juillet	∅	∅	∅	∅	0.0	316.6	6.5	-0.24	2.65	41.4	243.6	36.6	0.39	1.76	97.4	0.6
	Octobre	∅	∅	∅	∅	0.0	319.7	4.6	0.03	1.11	35.9	248.9	20.6	-0.02	1.02	99.4	0.6
<i>I02AR</i>	Janvier	285.3	7.1	-0.64	0.41	4.1	297.9	7.3	0.28	1.36	58.5	251.7	17.0	-0.34	1.19	90.7	0.5
	Avril	318.3	3.1	-0.52	0.40	6.2	299.4	4.7	-1.11	2.20	43.8	249.3	20.7	0.19	1.23	98.4	0.6
	Juillet	319.0	4.2	0.45	2.27	14.7	306.9	14.1	-0.23	2.59	50.1	240.1	35.4	0.49	1.96	86.2	5.2
	Octobre	∅	∅	∅	∅	0.0	308.9	7.4	-0.62	1.49	50.4	250.9	17.1	0.39	1.06	99.3	0.6
<i>I54US</i>	Janvier	∅	∅	∅	∅	0.0	296.6	5.0	0.95	1.47	44.8	248.1	18.2	-0.55	1.03	92.7	7.1
	Avril	∅	∅	∅	∅	0.0	307.0	2.8	-0.37	1.07	21.8	243.9	20.5	0.49	0.92	92.7	7.2
	Juillet	∅	∅	∅	∅	0.0	318.3	5.7	0.56	2.94	31.6	240.6	39.4	0.80	1.64	92.6	7.2
	Octobre	∅	∅	∅	∅	0.0	321.4	3.7	0.08	1.72	26.6	245.1	24.1	0.52	1.04	92.7	7.2

TAB. A.1 – Synthèse des résultats avec les modèles *HWM*

<i>ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecast</i>																	
Station	Mois	Phase troposphérique					Phase stratosphérique					Phase thermosphérique					Escape
		<i>C</i>		$\Delta\theta$		%surf	<i>C</i>		$\Delta\theta$		%surf	<i>C</i>		$\Delta\theta$		%surf	%surf
		moy	$\sigma$	moy	$\sigma$		moy	$\sigma$	moy	$\sigma$		moy	$\sigma$	moy	$\sigma$		
<i>I18DK</i>	Janvier	323.2	6.5	-0.24	1.19	18.2	296.6	12.2	-0.45	1.30	75.0	252.3	21.5	0.14	1.07	80.5	6.3
	Avril	314.7	8.7	0.52	1.09	42.5	301.0	5.5	-0.01	1.03	57.0	251.8	14.2	-0.16	0.47	93.6	6.4
	Juillet	338.6	11.1	1.02	1.42	5.0	304.8	6.2	-0.19	1.07	45.9	254.2	13.9	0.28	0.71	93.5	6.3
	Octobre	332.5	9.2	0.60	0.85	12.8	303.6	8.2	0.36	0.85	11.6	251.2	18.6	-0.42	0.67	93.5	6.3
<i>I51UK</i>	Janvier	337.8	10.	0.59	2.35	15.2	302.7	6.6	-0.37	2.40	37.0	245.3	33.3	-0.35	1.82	89.1	0.4
	Avril	324.9	11.2	0.65	1.54	38.8	298.7	10.0	0.10	1.58	28.9	247.1	17.8	-0.29	1.23	97.6	0.3
	Juillet	287.5	6.5	-0.24	0.93	1.3	296.6	8.9	-0.27	0.91	41.8	246.7	15.6	0.07	0.93	90.2	2.6
	Octobre	338.7	5.4	0.38	0.62	13.3	307.1	6.4	-0.04	1.22	6.9	247.2	16.7	-0.20	0.76	99.4	0.4
<i>I25FR</i>	Janvier	294.3	11.4	0.37	0.58	3.3	279.7	6.6	-0.05	0.91	32.7	242.2	11.8	-0.01	0.48	99.4	0.5
	Avril	321.5	1.7	1.15	1.07	3.3	289.8	6.4	-0.06	0.58	29.6	241.6	12.7	0.02	0.40	99.4	0.5
	Juillet	294.0	6.7	0.10	0.44	4.7	304.2	10.8	0.26	0.90	14.3	241.5	10.2	0.20	0.49	99.4	0.6
	Octobre	∅	∅	∅	∅	0.0	∅	∅	∅	∅	0.0	241.1	10.7	-0.07	0.39	99.4	0.6
<i>I08BO</i>	Janvier	308.2	18.9	-1.09	2.2	9.3	292.7	9.1	-0.14	1.90	45.1	240.5	17.3	-0.18	1.18	89.1	0.4
	Avril	300.6	18.3	0.69	0.63	3.6	286.3	6.2	-0.06	0.73	25.0	243.2	17.3	0.03	1.18	99.4	0.5
	Juillet	310.3	15.4	-0.72	1.50	24.3	299.3	9.1	0.48	1.42	33.3	243.4	19.4	0.16	1.07	98.5	1.5
	Octobre	306.7	5.5	-0.91	0.67	26.6	290.5	6.7	-0.09	0.77	23.8	243.7	11.0	0.09	0.49	99.4	0.6
<i>I01AR</i>	Janvier	305.9	10.3	0.08	0.48	9.2	293.6	6.5	0.45	1.09	49.0	247.0	17.0	-0.19	1.18	94.6	1.3
	Avril	321.3	7.8	0.19	1.30	9.2	306.8	4.7	-0.62	0.99	23.7	246.9	22.6	0.21	1.08	99.4	0.6
	Juillet	324.7	12.9	-4.83	3.68	12.4	304.7	12.3	-0.09	3.06	51.1	236.6	38.3	0.84	15.0	81.4	0.5
	Octobre	323.5	4.3	-0.89	1.22	10.2	308.0	18.9	-1.74	1.91	44.7	244.8	25.5	0.51	1.56	97.6	1.4
<i>I02AR</i>	Janvier	299.7	8.1	-0.77	1.22	7.2	297.9	6.6	0.29	0.69	48.8	251.1	15.2	-0.09	0.93	97.6	0.5
	Avril	296.4	21.5	-0.32	1.59	10.9	300.1	10.1	-0.74	0.88	25.1	246.4	17.9	0.20	1.06	96.7	2.4
	Juillet	305.7	25.3	-0.68	2.29	30.6	299.6	17.2	-0.39	3.02	39.4	241.4	24.8	0.20	1.52	88.5	1.4
	Octobre	320.9	11.6	0.35	2.21	25.6	302.4	11.6	-0.70	2.18	38.5	249.0	19.7	0.24	1.41	95.5	1.1
<i>I54US</i>	Janvier	∅	∅	∅	∅	0.0	289.6	6.1	0.92	1.17	48.5	246.9	16.0	-0.51	1.07	92.7	7.1
	Avril	319.3	8.7	1.09	1.81	1.5	313.6	5.3	0.30	1.19	15.0	243.4	21.1	0.43	1.01	92.7	7.3
	Juillet	329.2	7.1	-0.72	3.09	11.9	308.5	7.1	0.46	3.63	37.8	235.6	42.3	0.33	1.85	87.8	7.0
	Octobre	326.6	2.7	-0.32	0.84	7.2	303.3	11.3	0.90	1.59	59.3	247.8	21.1	0.15	0.77	92.7	7.2

TAB. A.2 – Synthèse des résultats avec les modèles *ECMWF*

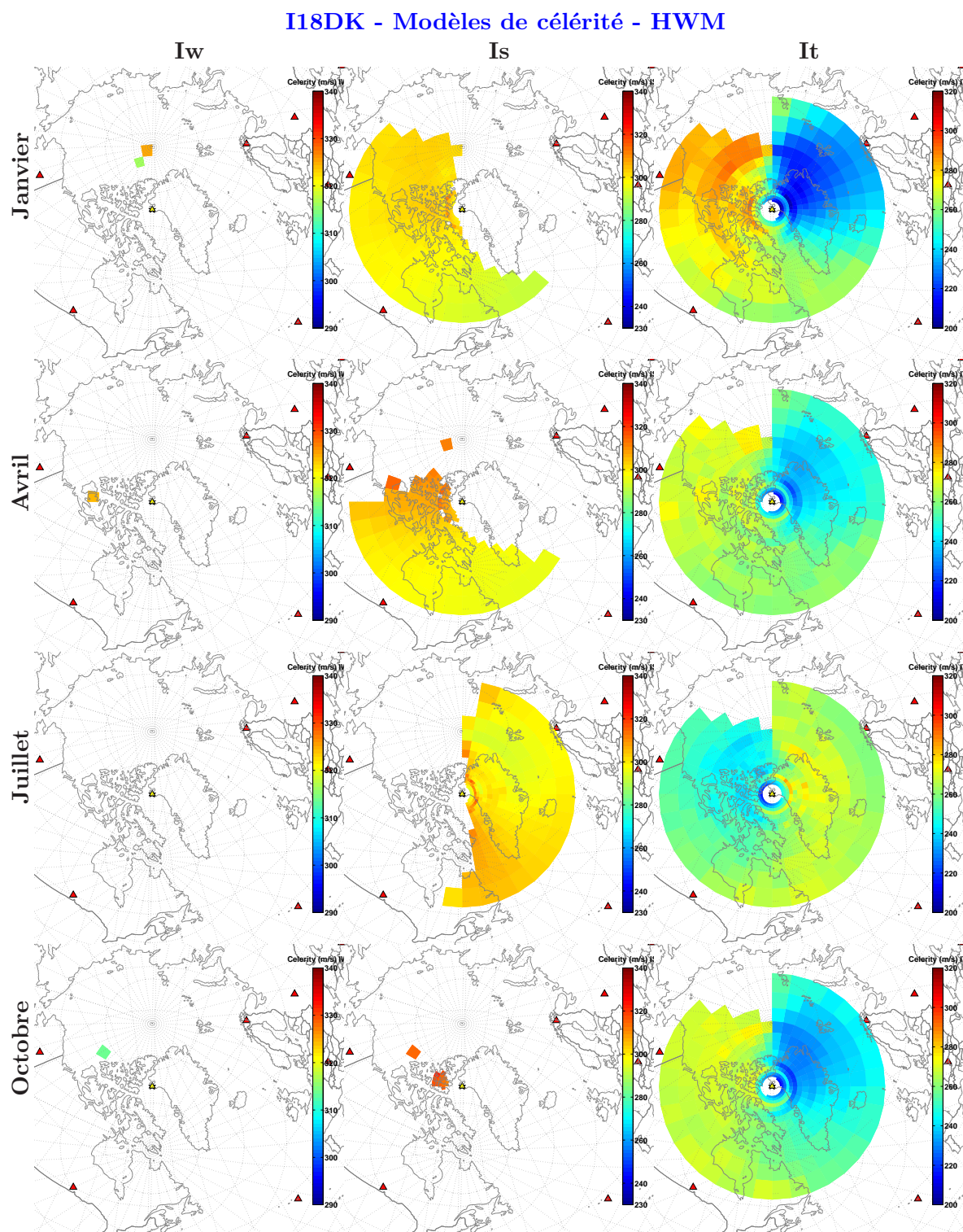


FIG. A.27 – Variabilité saisonnière à la station *I18DK* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles empiriques *HWM*.

## I51UK - Modèles de célérité - ECMWF

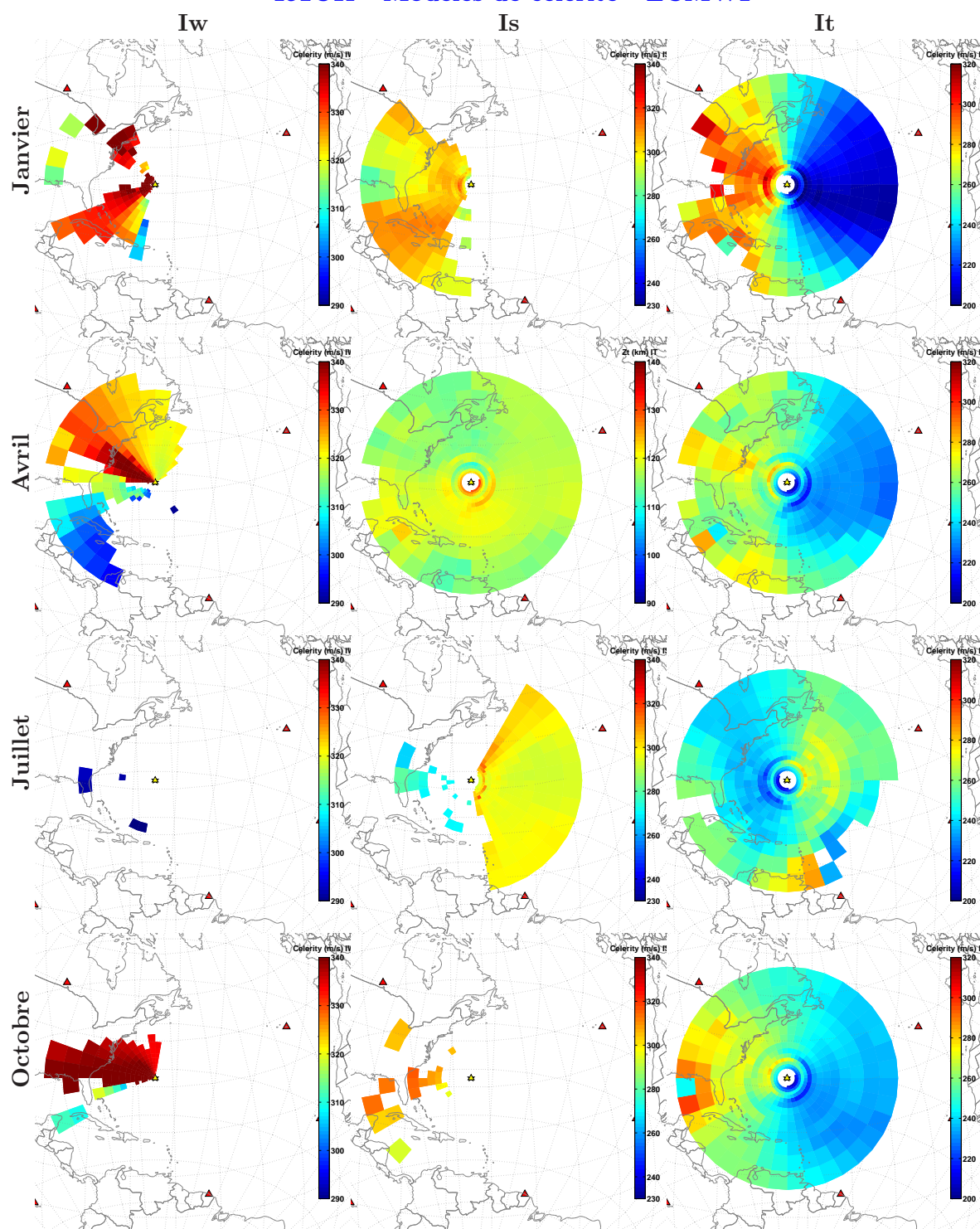


FIG. A.28 – Variabilité saisonnière à la station *I51UK* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles semi-empiriques *ECMWF*.



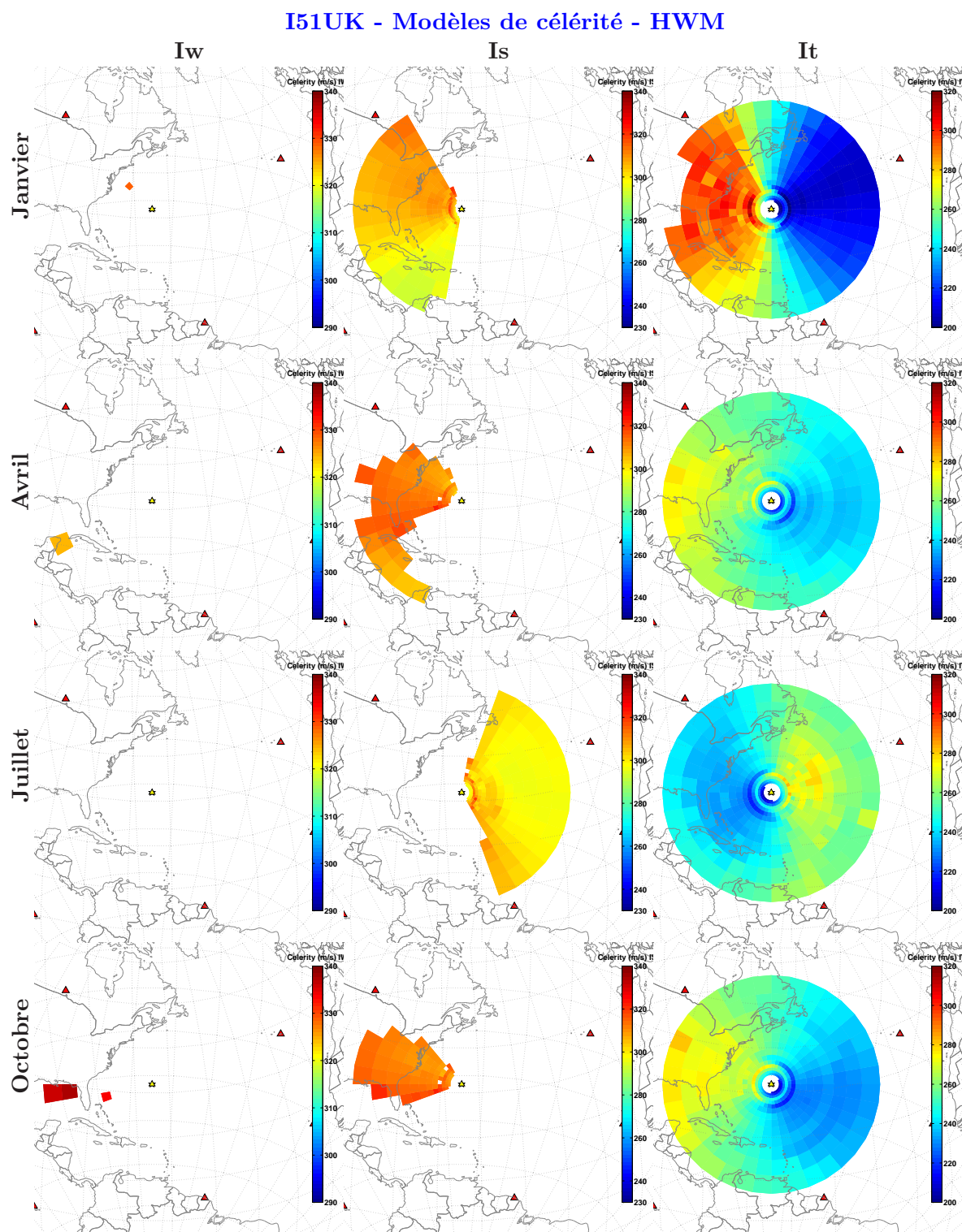


FIG. A.29 – Variabilité saisonnière à la station *I51UK* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles empiriques *HWM*.

## I25FR - Modèles de célérité - ECMWF

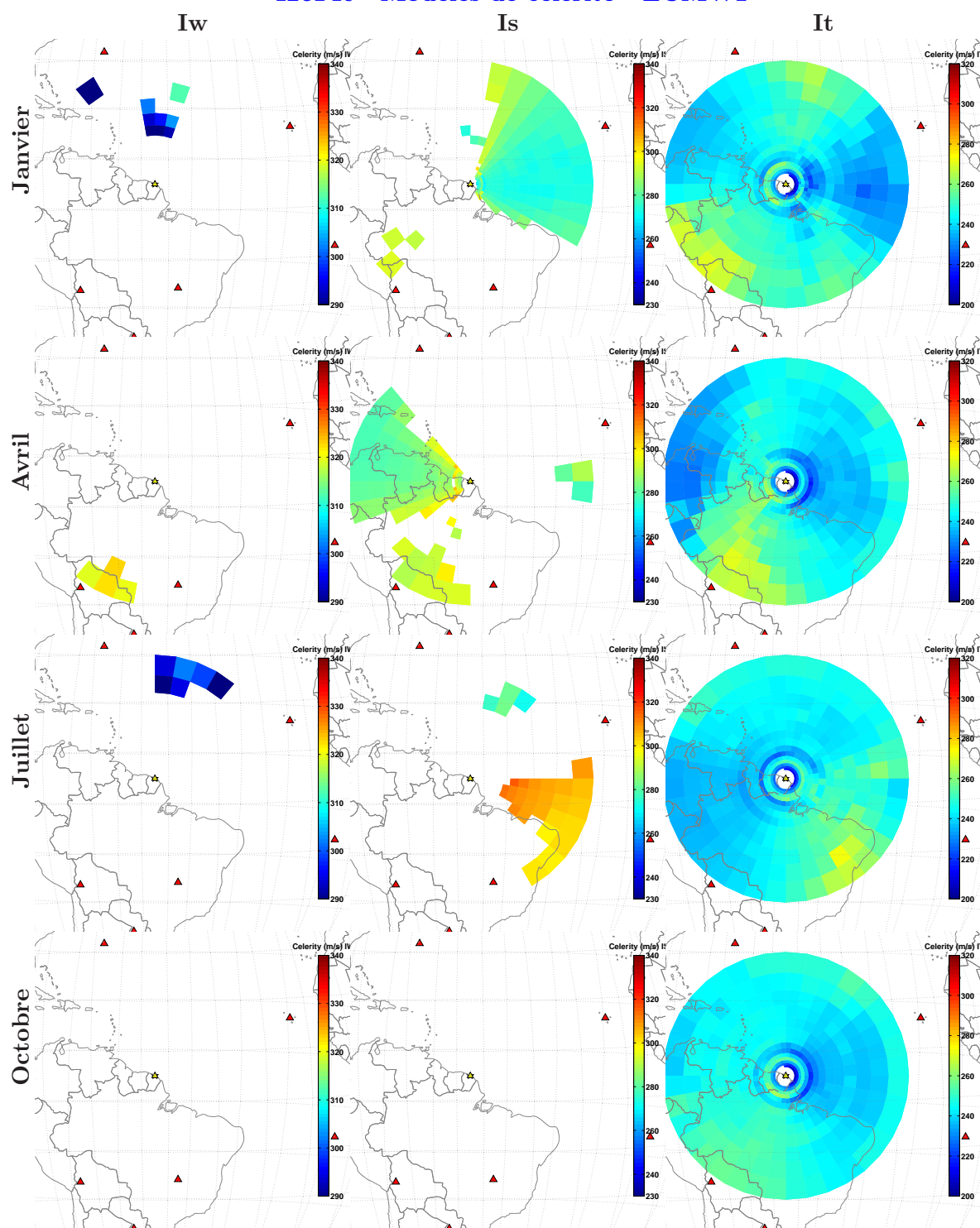


FIG. A.30 – Variabilité saisonnière à la station *I25FR* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles semi-empiriques *ECMWF*.



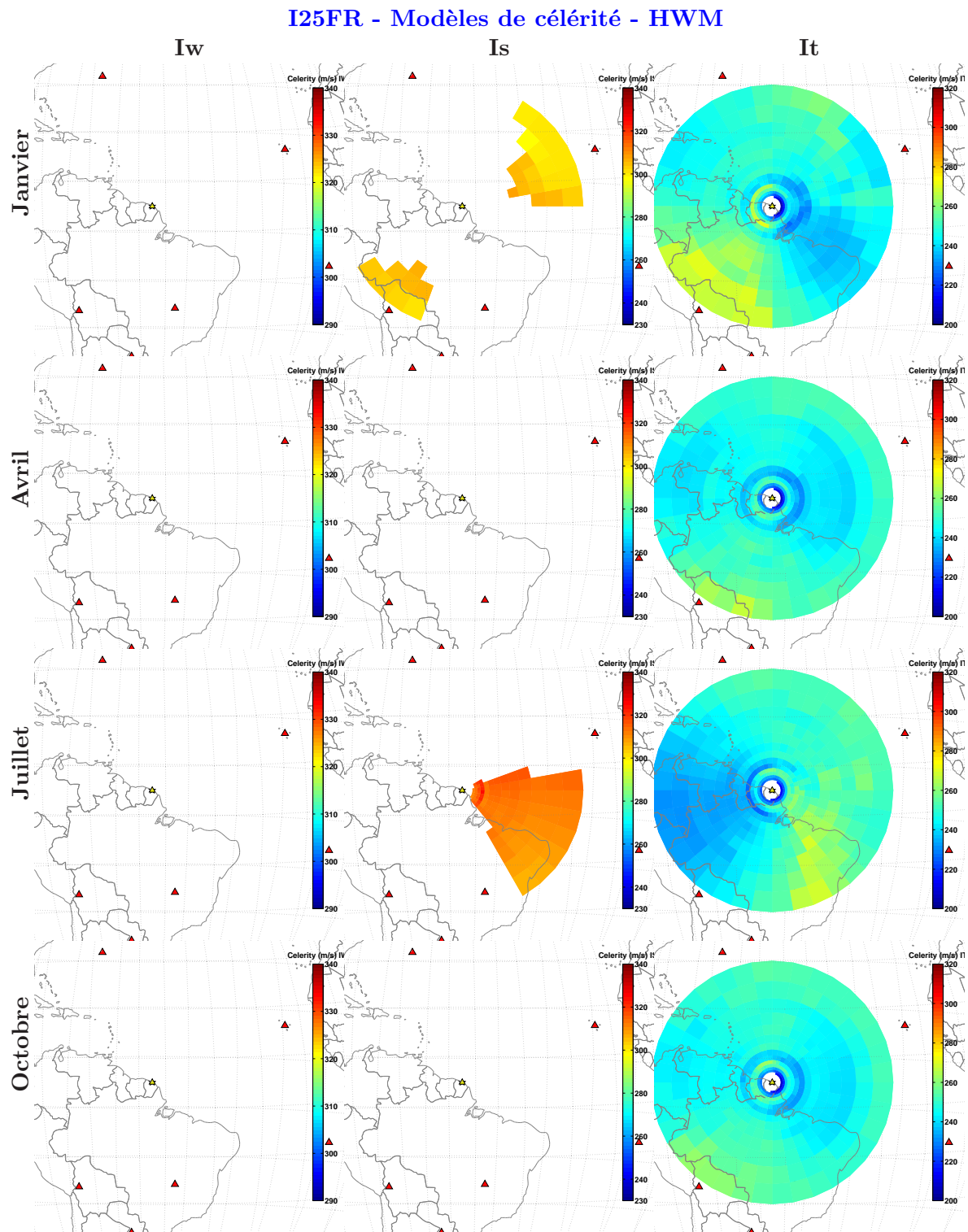


FIG. A.31 – Variabilité saisonnière à la station *I25FR* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles empiriques *HWM*.

## I08BO - Modèles de célérité - ECMWF

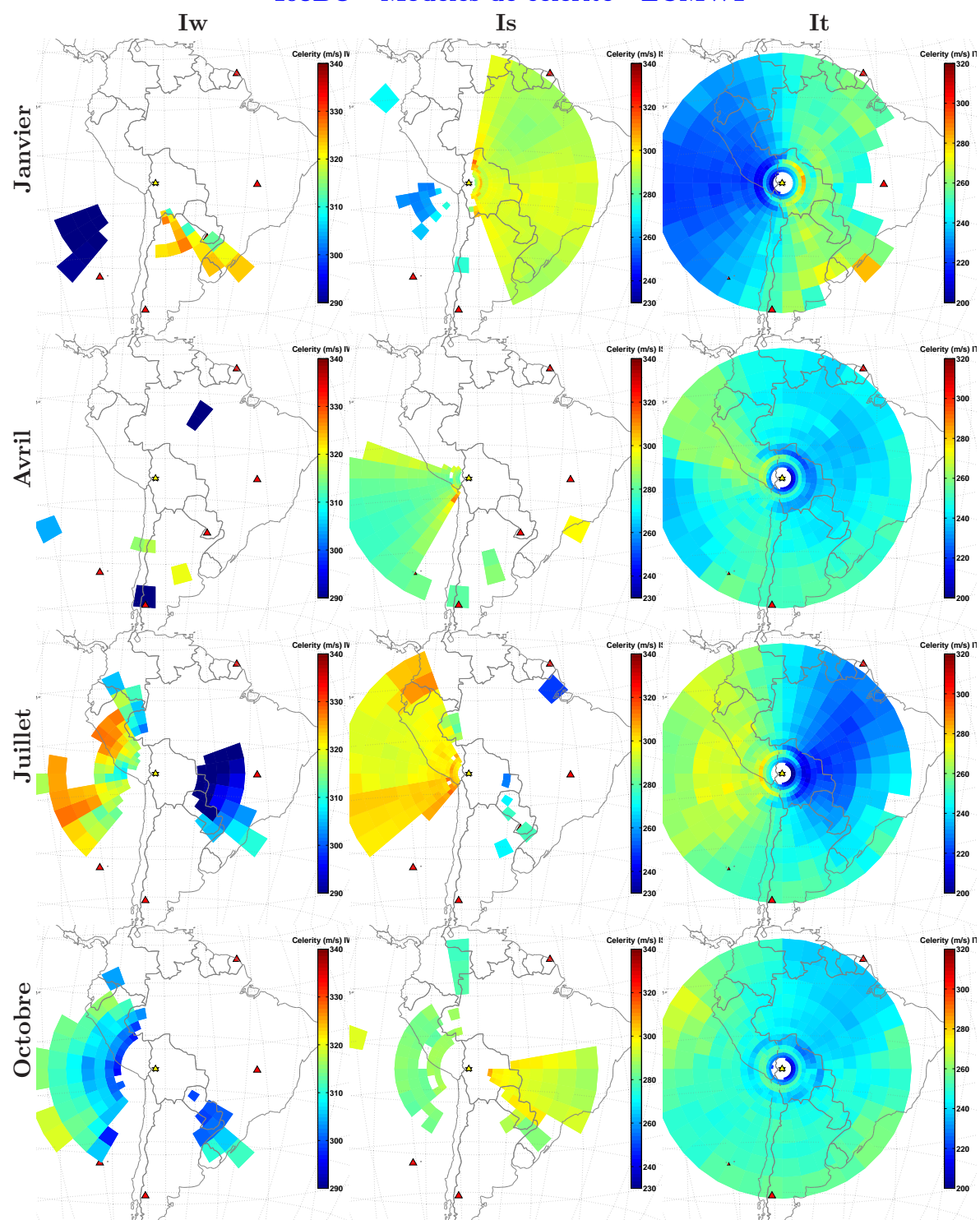


FIG. A.32 – Variabilité saisonnière à la station *I08BO* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles semi-empiriques *ECMWF*.

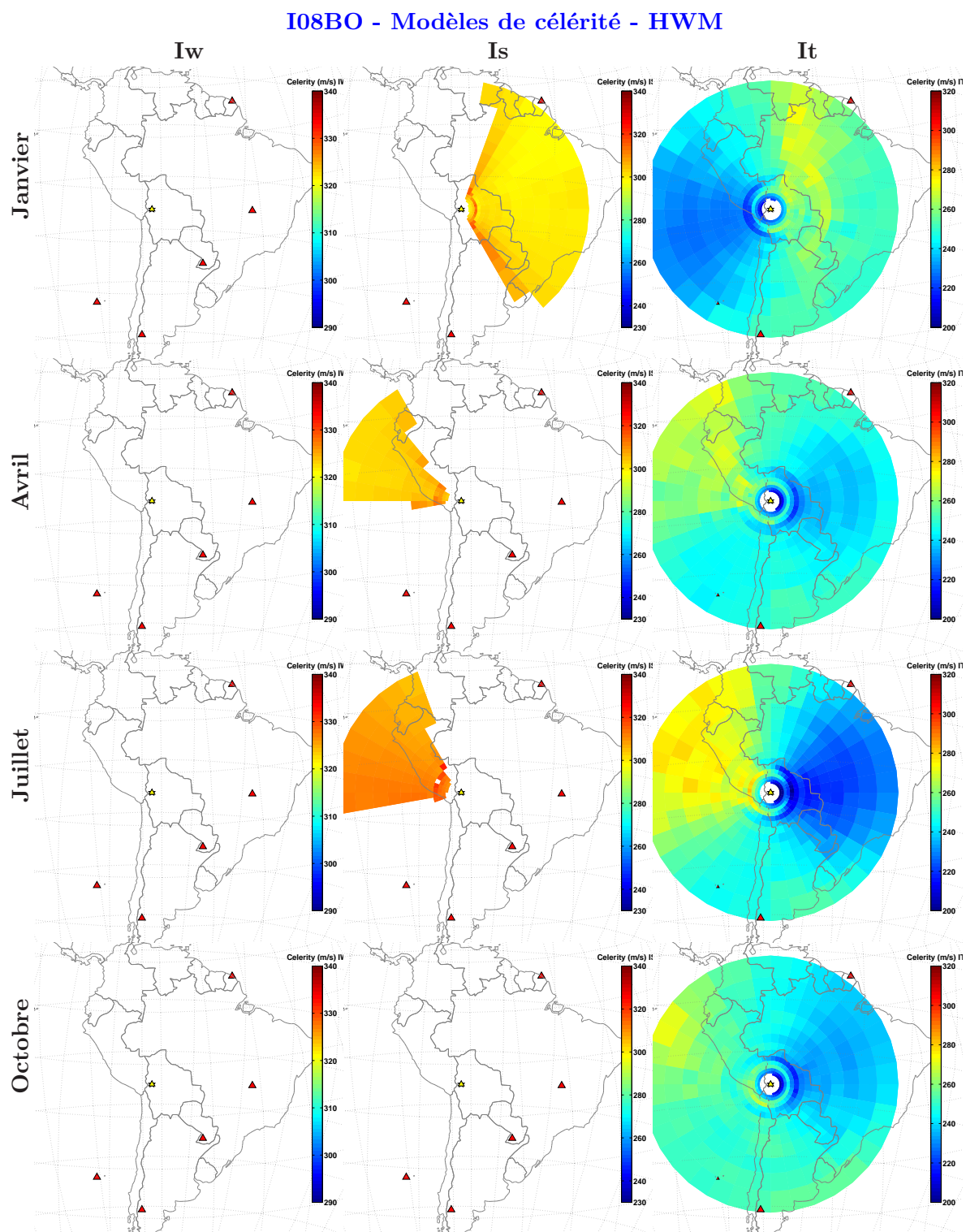


FIG. A.33 – Variabilité saisonnière à la station *I08BO* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles empiriques *HWM*.

## I01AR - Modèles de célérité - ECMWF

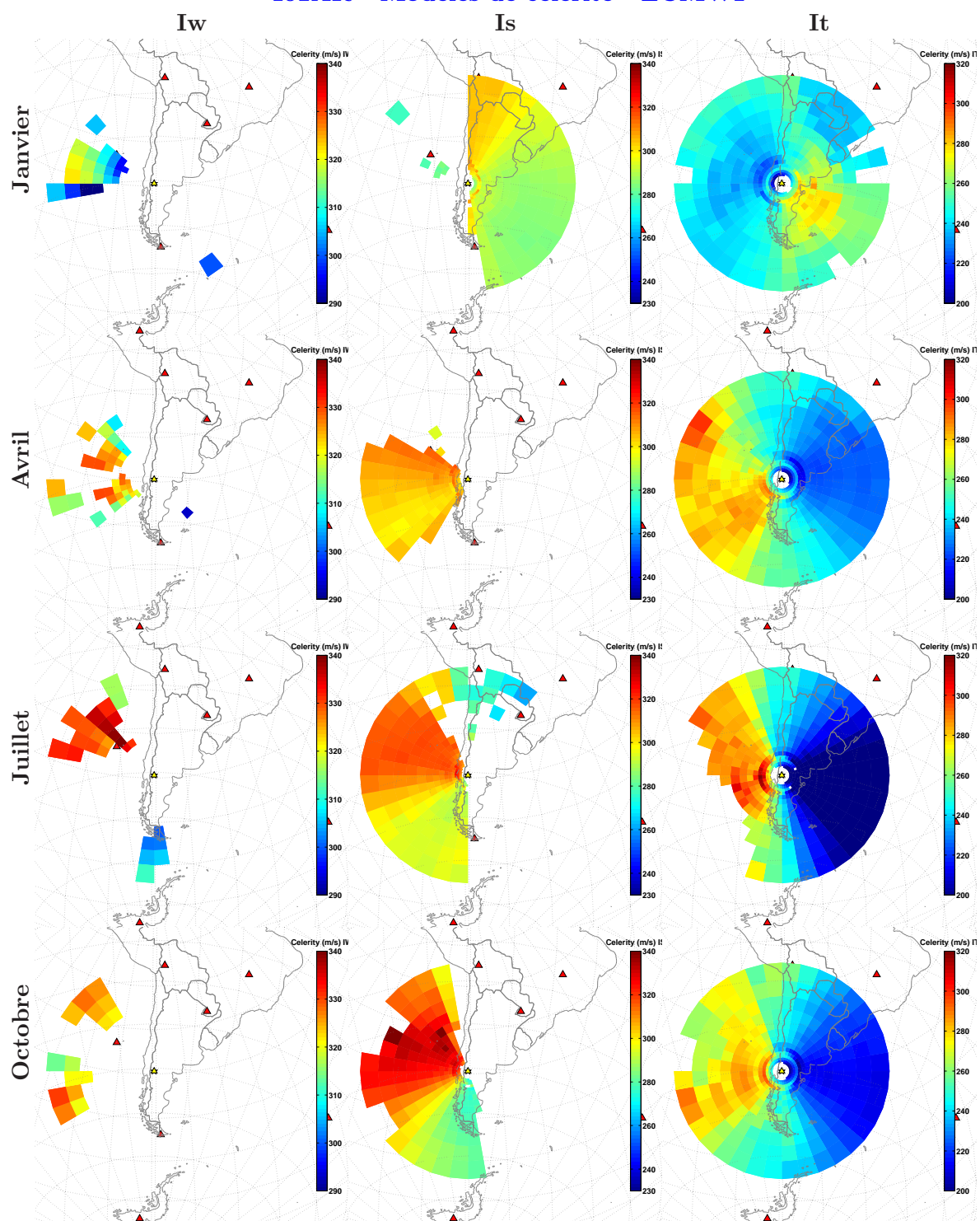


FIG. A.34 – Variabilité saisonnière à la station *I01AR* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles semi-empiriques *ECMWF*.



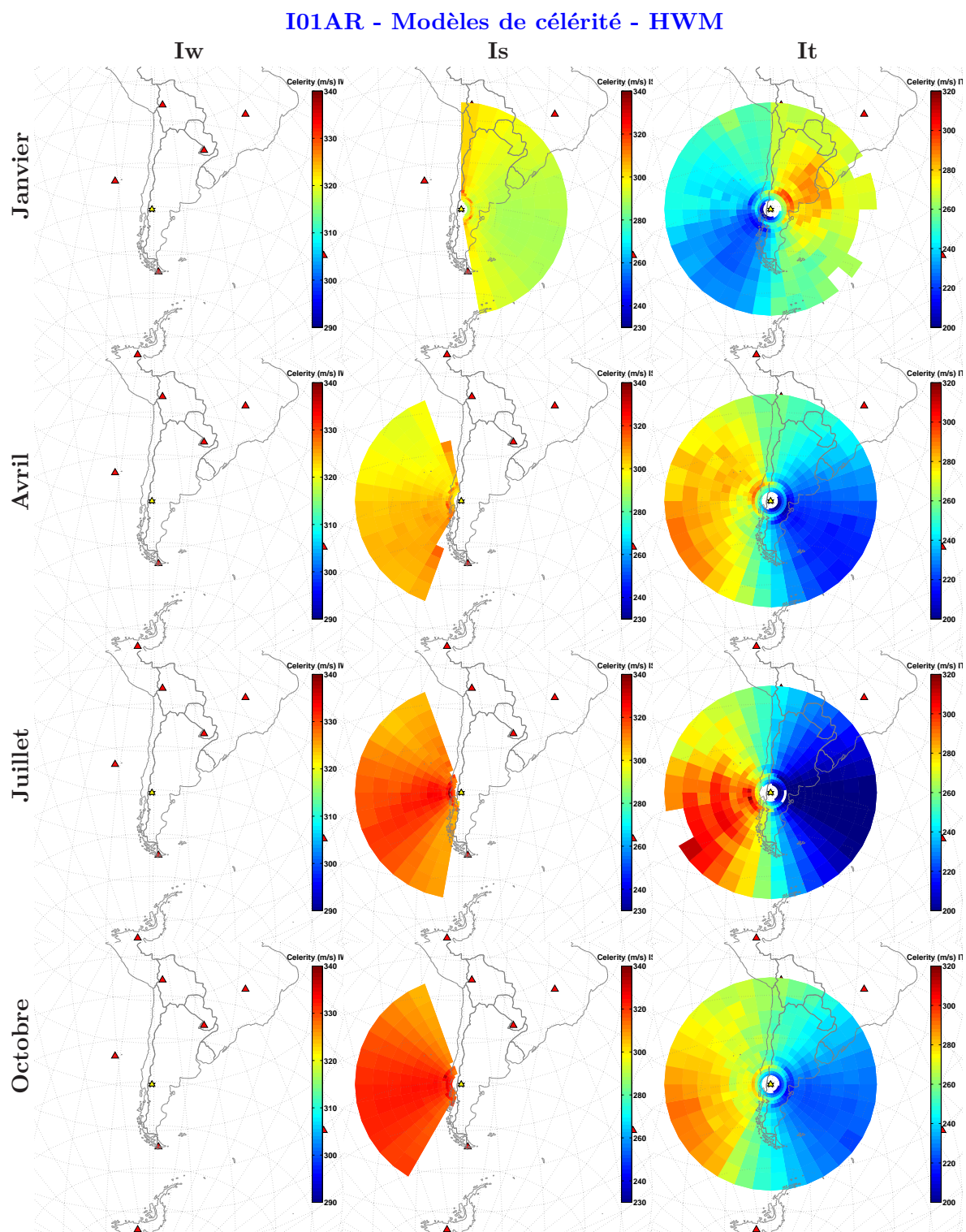


FIG. A.35 – Variabilité saisonnière à la station *I01AR* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles empiriques *HWM*.



## I02AR - Modèles de célérité - ECMWF

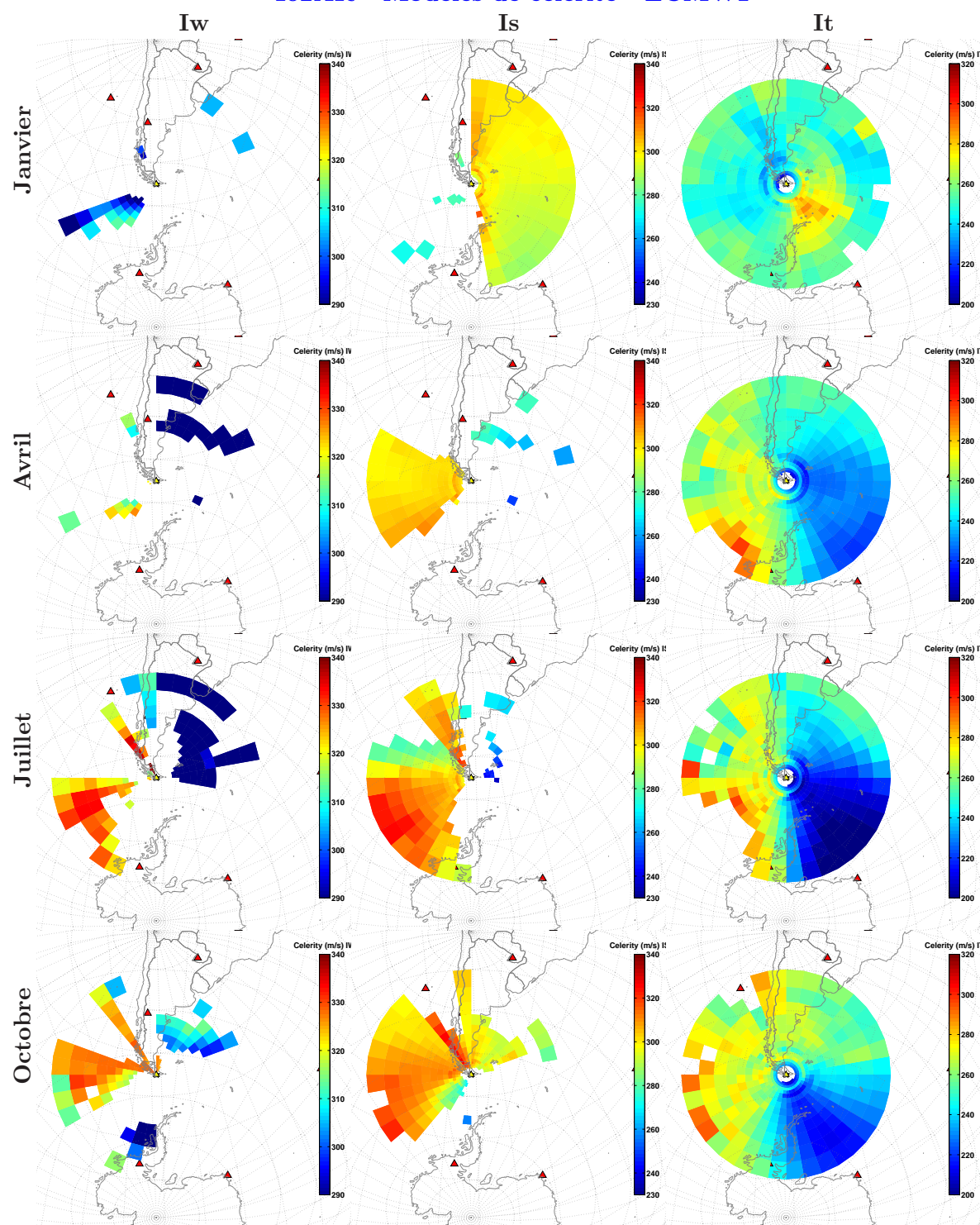


FIG. A.36 – Variabilité saisonnière à la station *I02AR* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles semi-empiriques *ECMWF*.

## I02AR - Modèles de célérité - HWM

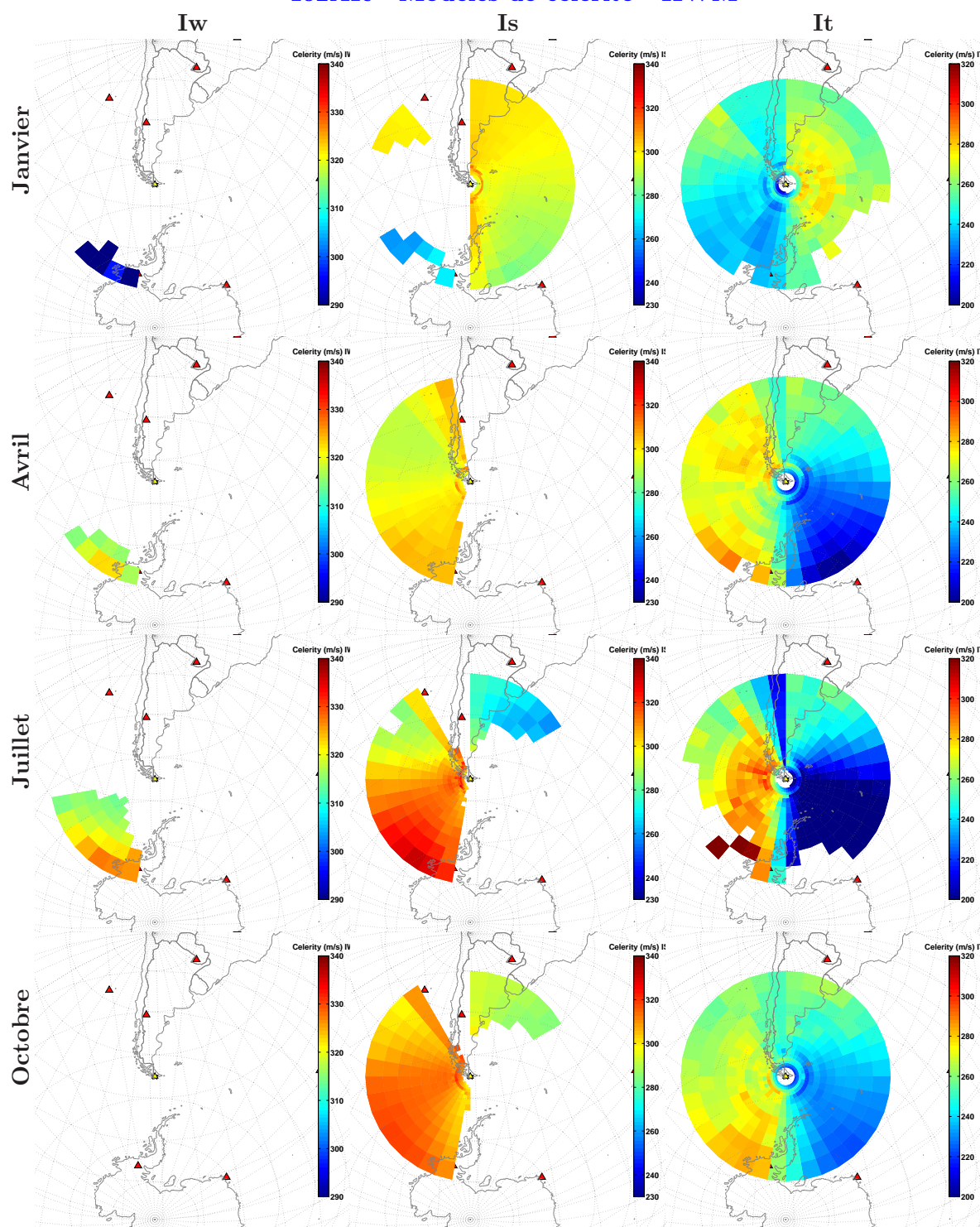


FIG. A.37 – Variabilité saisonnière à la station *I02AR* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles empiriques *HWM*.

## I54US - Modèles de célérité - ECMWF

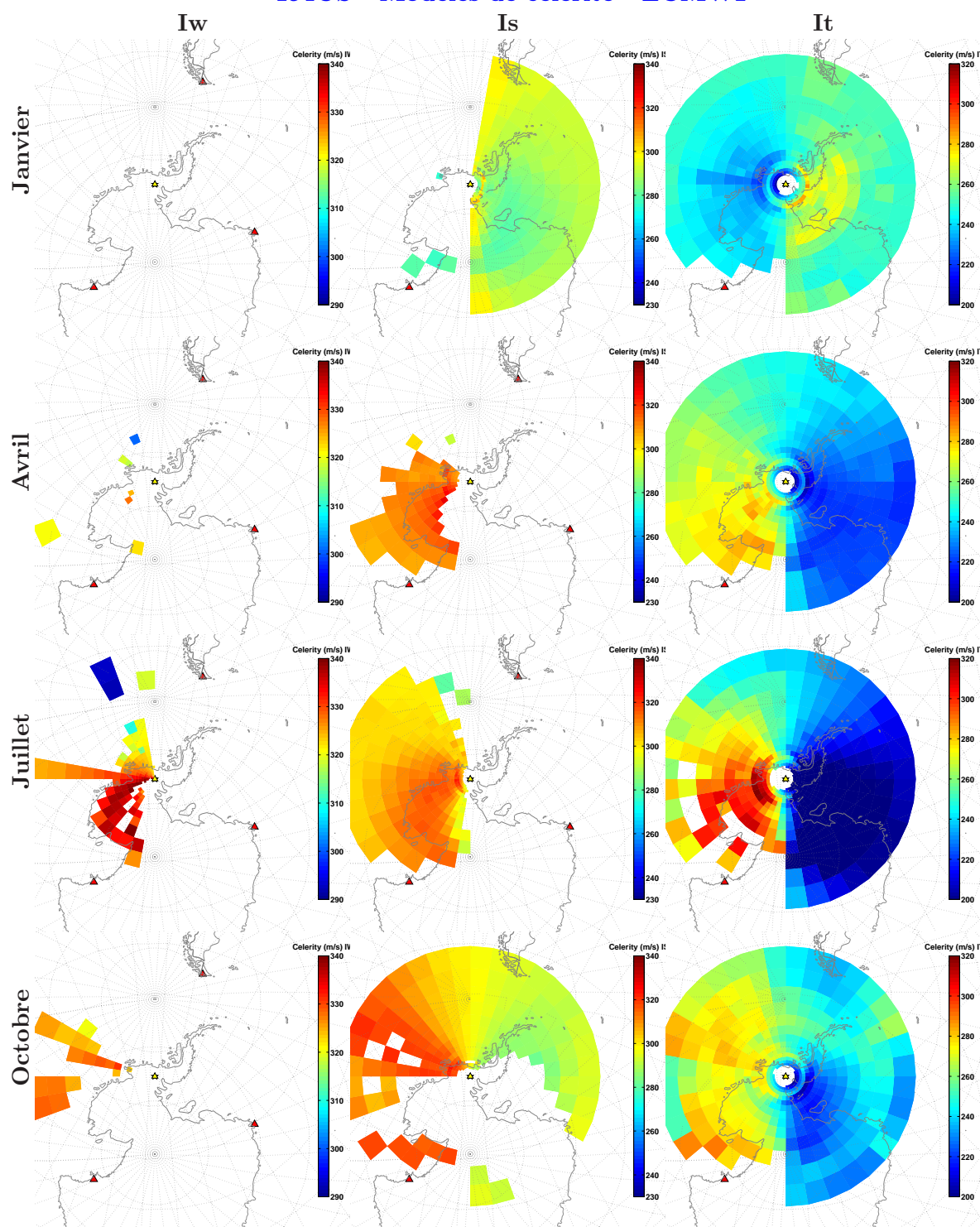


FIG. A.38 – Variabilité saisonnière à la station *I54US* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles semi-empiriques *ECMWF*.



## I54US - Modèles de célérité - HWM

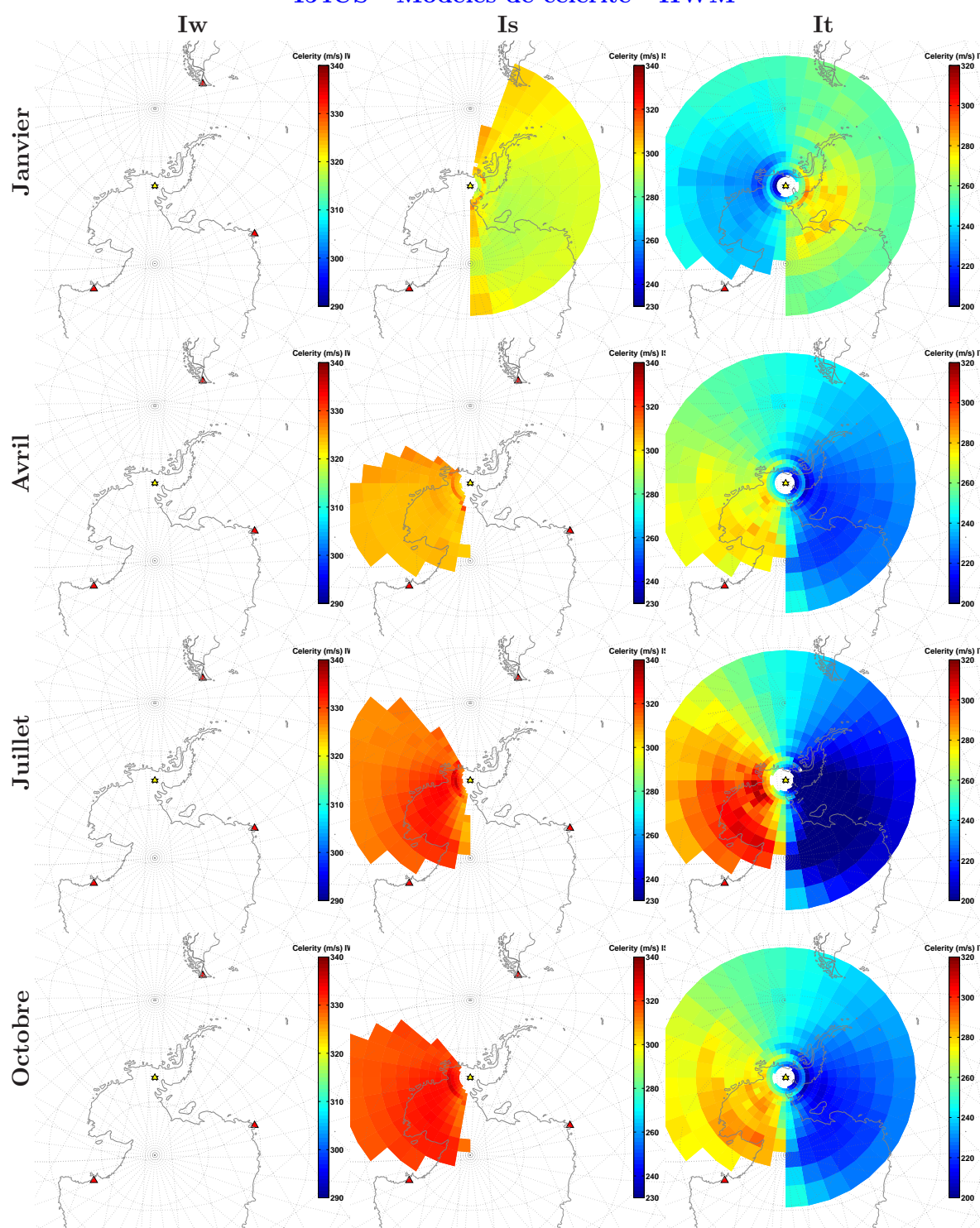


FIG. A.39 – Variabilité saisonnière à la station *I54US* chaque 1<sup>er</sup> du mois à 12 : 00 *TU* avec les modèles empiriques *HWM*.





# Annexe B

Deux articles sont joints au document, ils sont publiés ou en cours de soumission. Ils ont une part non négligeable dans la portée de ce manuscrit.

Il s'agit de :

- Le Pichon, A. and Mialle, P. and Guilbert, J. and Vergoz, J., *Multistation infrasonic observations of the Chilean earthquake of 2005 June 13*, Geophysical Journal International, volume 167, 2006 ;
- Ceranna, L. and Le Pichon, A. and Green, D. and Mialle, P. *The Buncefield explosion : a benchmark for infrasound analysis across central Europe*, Geophysical Journal International, 2008, *soumis*.

# Multistation infrasonic observations of the Chilean earthquake of 2005 June 13

A. Le Pichon, P. Mialle, J. Guilbert and J. Vergoz

CEA/DASE/LDG, BP12, 91680 Bruyères-le-Châtel, France. E-mail: alexis.le-pichon@cea.fr

Accepted 2006 August 10. Received 2006 August 10; in original form 2006 February 23

## SUMMARY

On 2005 June 13, a major earthquake (M7.8) occurred in the Tarapaca region (North Chile), within the region of high mountains. At large distances from the epicentre, this event produced coherent infrasonic waves detected by three infrasound stations that are part of the International Monitoring System. The observed azimuth variations and the long signal durations suggest that wide regions in the Andes Mountains radiated infrasonic waves. From these observations, the main sources' regions are reconstructed. Such an event recorded by multiple stations offers a unique opportunity to evaluate the relative contributions of the different source mechanisms involved in large earthquakes as well as to improve our understanding of the amplification of ground displacement caused by the topography. With a review of infrasound signals from past earthquakes, extended empirical scaling relations are derived. We show that beyond the seismic magnitude, both seismic source and topographic features also play a predominant role in the generation of infrasound.

**Key words:** atmosphere, earthquake, strong ground motion, waveform analysis, wave propagation.

## 1 INTRODUCTION

Large earthquakes are a well-known source of pressure waves. Acoustic-gravity waves from the sudden strong vertical ground displacements have been observed on microbarometers at distances of thousands kilometres from the origin (Donn & Posmentier 1964; Mikumo 1968). Distinct source mechanisms of pressure waves generation have been identified:

- (i) pressure changes due to the vertical displacement of the seismic waves near the infrasound station; these receptions are associated in part with the instrumental response of the microbarometer to seismic waves (Kim *et al.* 2004; Yu *et al.* 2005),
- (ii) the local conversion from seismic waves to the sound pressure near the epicentre area (Cook 1971; Olson *et al.* 2003; Takahashi *et al.* 1994), and
- (iii) radiated pressure waves by the topography when seismic surface waves travel through mountainous regions (Young & Greene 1982; Mutschlecner & Whitaker 2005).

Some studies based on the recordings of one single station focused on the location of the infrasound source regions. They investigated the effects of both the directivity of the seismic source, and the configuration of the topography on the acoustic radiation (Le Pichon *et al.* 2003; Le Pichon *et al.* 2005a).

On 2005 June 13, a major earthquake occurred in the mountainous section of the Tarapaca Province (North Chile) (19.93°S–

69.03°W at 22:44:33 UTC, M7.8, focal depth 117 km, USGS). The epicentre was located deep under the Andes mountain range, near Chile's border with Bolivia. At large distances from the epicentre, coherent infrasonic waves have been detected by three infrasound stations that are part of the International Monitoring System (IMS) (Hedlin *et al.* 2002). This earthquake, recorded by multiple stations at different ranges and azimuths from the epicentre, provides a unique opportunity to improve our understanding of the generation of acoustic waves produced by seismic wave-induced ground motion. This favourable setting allows:

- (i) the validation of infrasonic celerity models and attenuation laws along multiple propagation paths,
- (ii) a more complete reconstruction of the infrasound source regions compared to what could be obtained using one single station, and
- (iii) a better knowledge of the different factors that influence the generation of infrasound.

In this paper, detailed analyses of these signals are first presented. Based on the infrasound measurements and 3-D ray-tracing simulations, enhanced localizations of infrasound source are calculated. Then, from the reconstructed radiating zones, we discuss the amplification of the ground displacement caused by the topography. Finally, wide-range estimates for infrasound observables are provided by extending existing empirical laws to a wide range of seismic magnitude.

**Table 1.** Name and location of the studied IMS infrasound stations.

Stations	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Distance station/epicentre (km)
I08BO	16.21°S	68.45°W	4095	410
I09BR	14.64°S	48.02°W	1185	2300
I41PY	26.34°S	57.31°W	165	1420

## 2 INFRASOUND MEASUREMENTS

The IMS infrasound stations I08O-Bolivia, I09BR-Brazilia, and I41PA-Paraguay (Table 1) recorded large coherent infrasonic waves produced by the Chilean earthquake of 2005 June 13 (Fig. 1). In this study, we focus on the distant generation of pressure waves radiated by extended source regions. The wave parameters are calculated with the *progressive multichannel correlation method* (PMCC) (Cansi 1995). With a sampling rate of 20 Hz, the expected numerical resolution at 0.5 Hz is of the order of  $2^\circ$  for the azimuth and  $5 \text{ m s}^{-1}$  for the horizontal trace velocity. The main characteristics of the detected signals are summarized in Table 2. At I08BO, between 22:45 and 22:52 UTC, large coherent signals are detected with a trace velocity greater than  $3 \text{ km s}^{-1}$ , which is consistent with the propagation of seismic waves. These arrivals are primarily a manifestation of the seismic response of the microbarometer. The PMCC analysis displays clear backazimuth trends of over  $11^\circ$ ,  $25^\circ$ ,  $43^\circ$  at I41PY, I09BR and I08BO, respectively, while the trace velocity ranges from  $0.34$  to  $0.37 \text{ km s}^{-1}$ . The period at the maximum of amplitude is around 10 s with a maximum peak-to-peak amplitude of  $\sim 1.4 \text{ Pa}$  at I08BO. The long signal duration and the large azimuth variations suggest that wide regions acted as sources of infrasound. They are explained by an extended radiation area along the fault rupture, and the increase of the effective infrasound source region when seismic

**Table 2.** Main characteristics of the infrasound signals generated by the 2005 North Chile earthquake.

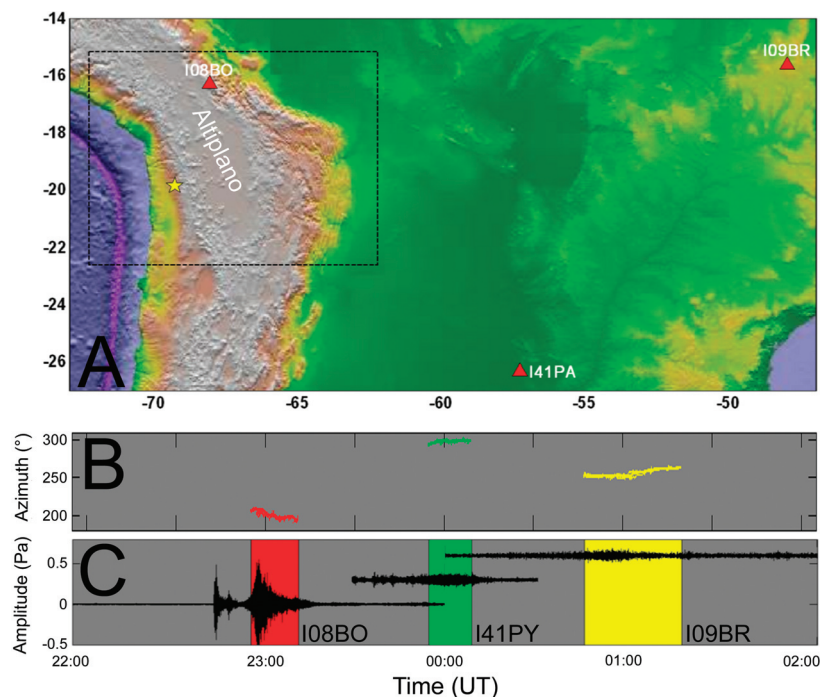
Stations	Duration (minutes)	Azimuth range ( $^\circ$ )	Max. amplitude (Pa)	Max. period (s)
I08BO	26	184–227	1.41	10
I09BR	52	240–265	0.11	3
I41PY	17	293–304	0.18	1

surface waves travel from the fault rupture through regions of high mountains where radiation occurs.

## 3 LOCALIZATION OF INFRASOUND SOURCES REGION

### 3.1 Methodology

From these observations, the main source regions of infrasound are reconstructed. The input parameters of the location procedure include the azimuths and arrival times measured independently by each station, the origin time and coordinates of the epicentre. As discussed in Section 4, a joint inversion for the source area using data from all three stations simultaneously is not appropriate due to the pronounced directivity of the radiation pattern. The velocity models used describe the propagation of the seismic surface waves and the propagation of infrasound in the direction of each station. Infrasonic waves propagate in the atmosphere over very large distances in the waveguide formed by the atmosphere and its temperature gradients. Ducting is especially efficient in the ground to stratosphere and thermosphere waveguides. It can be reinforced or reduced by the high-altitude winds (Garcés *et al.* 1998). The long-range infrasound propagation is simulated using the



**Figure 1.** Topography of the region of interest. (a) The spatial grid used for the simulations is delimited by the black rectangle. The atmospheric conditions of 2005 June 13 are described over a grid of resolution  $0.5^\circ$ , ranging from latitude  $15^\circ$  to  $23^\circ$ S, longitude  $62^\circ$  to  $72^\circ$ W, altitude 0 to 180 km and time between 22:00 and 02:00 UTC. The yellow star and the red triangle indicate the epicentre and the location of the three infrasound station, respectively. (b) Backazimuth from North (deg) calculated by PMCC. (c) Atmospheric pressure fluctuations recorded at the central elements filtered between 0.1 and 2 Hz.

WASP-3D ray theory-based method which account for the topography and the spatiotemporal variations of the horizontal wind terms along the ray paths. The equations describe the evolution of the ray canonical variables (slowness vector, position and propagation time) and are numerically solved in spherical coordinates (Dessa *et al.* 2005). Assuming limited pressure perturbations, the motion of the atmospheric medium is ruled by the linearized hydrodynamic equations for a compressible fluid. This implies that the signal wavelengths are smaller than those of atmospheric property variations. Considering both the dominant period of the signals (Table 2) and the used spatial resolution of the atmospheric specifications, the high-frequency asymptotic approximation is appropriate. A paraxial approach for the amplitude computation is used. Small perturbations of the slowness vector and position around a central ray of reference enable to estimate in three dimensions the evolution of the cross-section of a ray tube, hence giving the local amplitude of the signal. The atmospheric absorption is integrated using attenuation coefficients varying with altitude, frequency of the propagating wave and atmospheric parameters (gas composition, density, pressure, temperature and humidity) (Bass & Sutherland 2004). The wave attenuation is computed according to the frequency at the maximum of amplitude of the phase-aligned signals at each station. The atmospheric conditions of 2005 June 13 are described by the sound velocity and wind speed profiles provided by the time-varying ground-to-space (G2S) atmospheric model (Drob *et al.* 2003). We first define a spatial grid whose extension is adjusted by uncertainties in the propagation model ( $\pm 40$  m s<sup>-1</sup> around a mean celerity—horizontal propagation range divided by travelttime—of 290 m s<sup>-1</sup>, Fig. 2). Then, applying a shooting procedure, 80 rays are launched from each cell of the grid at the altitude of the ground level in the direction of each station. Slowness values are derived from the measured trace velocity (between 2.6 to 3.0 s km<sup>-1</sup>). Finally, the azimuthal deviation, celerity values and attenuation are calculated for each ray trajectory.

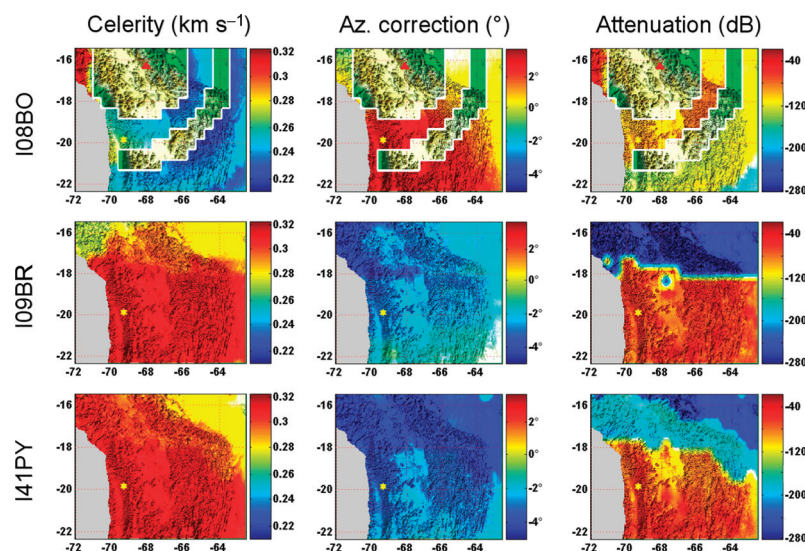
### 3.2 Propagation models

As pointed out by Drob *et al.* (2003), natural changes in the background atmospheric state variables greatly influence the propaga-

tion of infrasonic signals. A study of the statistical performance measures of the HWM-93 empirical model highlighted systematic errors in the zonal wind field from 35 to 120 km ranging from 20 to 50 m s<sup>-1</sup> (Drob & Picone 2000). These climatological biases have been confirmed using infrasonic ground-truth events. A continuous monitoring of infrasound signals from active volcanoes has been proposed as a remote sensing method of the upper atmosphere (Le Pichon *et al.* 2005b). The final results of the developed inversion procedure showed that the mesospheric wind jet in the G2S wind model is underestimated by at least 20 m s<sup>-1</sup> throughout the year, and the strong wind region in the stratosphere should be extended to the lower thermosphere. Part of the random errors in the wind estimates is also attributable to the stochastic variability of the medium filtered out from the models—transient wave phenomena such as large-scale gravity waves and propagating planetary waves are irresolvable by today's observationally based global atmospheric specification systems. These errors were found to be large enough to result in inaccurate estimates ducting heights, as well as traveltimes, and possibly source location estimates. In order to improve phase identification and localization, perturbed realizations of atmospheric conditions are incorporated into our modelling. We introduce a Gaussian correction factor to the prevailing zonal wind component, centred at 80 km with a half-width of 30 km, of amplitude randomly distributed between 0 and 20 m s<sup>-1</sup>. Following the nomenclature defined by Brown *et al.* (2002), estimates of celerity, azimuthal deviation and attenuation are calculated within each ray class (i.e. *Iw*—tropospheric, *Is*—stratospheric or *It*—thermospheric phases). For that, we consider the ground reception of rays if bounces are contained within a circle of radius equal to one-tenth of the propagation range around each station before averaging the properties of the selected rays. In case of multiple arrivals, and in order to avoid mixing properties between different ray classes, phases with the lowest attenuation are selected.

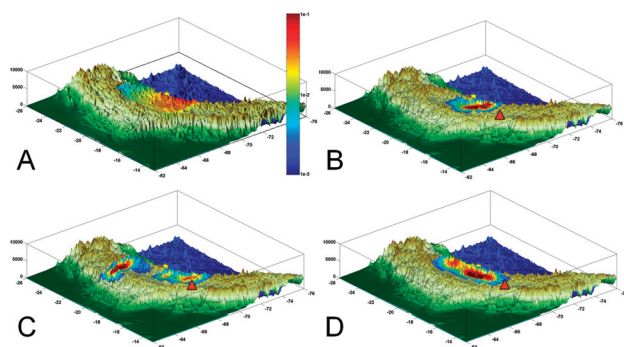
### 3.3 Seismic source

In order to check the consistency of regions radiating infrasound with areas of strong ground motion, we use the slip patches model developed by Vallée & Bouchon (2004) which looks for the



**Figure 2.** Range dependent propagation models for the Chilean earthquake of 2005 June 13. From left to right: Colour refers to the celerity, azimuthal corrections, and attenuation. Regions without colour are the surface ocean (no possible source) and shadow zones where no detectable energy at I08BO is predicted by the ray theory for sources contained within these regions.





**Figure 3.** Location distribution of the distant infrasonic source regions. (a) Mean-square root of the maximum ground velocity (in  $\text{m s}^{-1}$ ) of the vertical and horizontal components for periods greater than 20 s (normalized amplitude). (b, c, d) Reconstructed source regions for stations I08BO, I09BR and I41PY, respectively. Colours are normalized to the maximum number of localizations per unit of surface derived from the infrasonic measurements (linear scale from blue to red).

simplest extended elliptic source model able to explain the teleseismic seismograms of the 2005 June 13 Chile earthquake. The first- and second-order characteristics of the event (location, depth, duration, focal mechanism, and refined kinematic parameters such as spatial slip distribution on the fault and rupture velocity) are calculated from teleseismic *P* and *SH* body waves. Then, from the resulting extended source model, low-frequency synthetic seismograms (period lower than 10 s) are computed on a grid in the vicinity of the epicentre using the discrete wavenumber method and a 1-D regional crust model (Bouchon 1981). Finally, the rms of the maximum velocity of the vertical and horizontal components of the surface waves is used to reconstruct the areas of strong ground motion. This intermediate-depth earthquake occurred at a depth of 117 km. Rupture propagates bilaterally (on a little less than 100 km) and down-dip, which is consistent with studies of Yagi (2005) and Yamanaka (2005). The maximum slip on the fault is evaluated to about 6 m. The calculated near field ground velocities show a maximum area around the hypocentre (Fig. 3a).

### 3.4 Results

Fig. 2 presents the range dependent propagation models derived for each station. The component of the wind transverse to the propagation direction deflects the rays from the original launch azimuth. Depending on the station and the location of the source, azimuthal corrections range from  $-4^\circ$  to  $3^\circ$ . Celerity values are consistent with the propagation tables defined by Brown *et al.* (2002):  $0.23\text{--}0.28 \text{ km s}^{-1}$  and  $0.28\text{--}0.31 \text{ km s}^{-1}$  for *It* and *Is* phases, respectively. As expected, propagation models for the two farthest stations are relatively straightforward with weak variations in celerity and azimuthal corrections. As the propagation range decreases, results are more widely distributed. Because rays from the epicentre area propagate almost in a direction perpendicular to the eastward-dominant zonal winds in the direction of I08BO, the increase of the effective sound speed is not strong enough to favour stratospheric returns. Thus, most of the rays return back to the ground after being refracted in the thermosphere (Fig. 3b). The relative low-frequency content of the detected signals is compatible with this phase identification. Around I08BO, well-defined shadow zones decrease the area of investigation as ray theory predicts no detectable energy for sources contained within these regions. Beyond several ray bounces,

the effect of the shadow zone decreases with distance as rays within each waveguide start to overlap. With the defined criteria for the ground reception of infrasonic energy, shadow zone disappears for propagation ranges larger than  $\sim 1000 \text{ km}$ , and the propagation models become uniformly distributed over the source regions of interest. In the direction of I09BR, the prevailing zonal winds allow the formation of a stratospheric duct below  $\sim 40 \text{ km}$  height for sources located below latitude  $18^\circ\text{S}$  (Fig. 3c). At higher latitudes, one single thermospheric waveguide with negligible amplitude is predicted. In the direction of I41PY, three different ray classes are identified: *Is*, *It* converted into *Is* and *It* from south to north (Fig. 3d). Considering the strong attenuation for *It* phases originating above  $18^\circ\text{S}$ , sources of coherent waves detected at I09BR and I41PY are likely located in the southern part of the grid. Enhanced localizations are then computed using celerity estimates and azimuth measurements corrected by azimuthal deviation estimates. Applying a grid search procedure over the investigated source region (zone delimited in Fig. 1), the final solution minimizes residuals between measurements and simulations for both wind-corrected azimuths and arrival times for each individual station. Taking into account the propagation variability due to atmospheric uncertainties and errors in the measurements, a maximum location error of 50 km is estimated.

The Andes run in two great parallel ranges culminating at  $\sim 6000 \text{ m}$ . The western range (Cordillera Occidental) runs along the Peruvian and Chilean borders. The eastern range (Cordillera Oriental) is a broad and towering system of mountains stretching from Peru to Argentina. The Altiplano, a sediment-filled depression about 4000 m above sea level, which is approximately 1000 km long from North to South and 150 km wide, lies between the Occidental and Oriental ranges (Fig. 1). The reconstructed source regions fall into line with these ranges. More precisely, the radiating zone extends from the Central Cordillera near Argentina's border with Bolivia to the Occidental Cordillera about 200 km to the north of the epicentre. Infrasonic waves from mountainous regions along the North Chile's border have been recorded by all stations. A second region located to the south of the Altiplano also efficiently radiated energy, although infrasonic signals have been only detected by the farthest station I09BR.

## 4 EMPIRICAL RELATIONS BETWEEN INFRASOUND OBSERVABLES AND SEISMIC MAGNITUDE

As demonstrated by previous works and confirmed in the present study (Le Pichon *et al.* 2003; Madshus *et al.* 2005), the ground coupled infrasonic waves generated during large earthquakes provide an image of the interaction between the surface wave radiation pattern and the topography in the fault rupture region. Some characteristics of the measured infrasonic signals provide information relative to the seismic magnitude, but also the seismic source mechanism and its interaction with high mountain ranges. We focus here on the relation between infrasonic observables such as amplitude and duration, and the seismic magnitude. The data used include the 2005 Chilean event as well as some great earthquakes.

### 4.1 Magnitude–amplitude relation

As shown by Mutschlecner & Whitaker (2005), the amplitude of infrasonic signals from earthquakes is affected by: (i) the distance from the source by roughly a cylindrical fall-off rate as a result of ducted propagating waves and (ii) the stratospheric wind direction.



**Table 3.** Main characteristics of infrasound signals generated by 12 large earthquakes ( $M_S > 6.7$ , (USGS)).

No.	Earthquakes	$M_S$	Stations	Distance station/ epicentre (km)	Duration (minutes)	Max. amplitude (Pa)
1	2005 June 13	7.4	I08BO	410	26	1.41
2	Chile		I09BR	2300	52	0.11
3			I41PY	1420	17	0.18
4	2003 May 26	7.0	CHNAR	1250	40	0.15
	Japan (Lee <i>et al.</i> 2004)					
5	2001 November 14	8.0	I34MN	1850	70	1.65
6	China (Lee <i>et al.</i> 2004)		CHNAR	3230	60	0.20
7	2001 June 23	8.2	I08BO	530	50	2.50
	Peru (Le Pichon <i>et al.</i> 2002)					
8	2002 November 3	8.5	I10CA	3360	120	0.15
9	Alaska (Olson <i>et al.</i> 2003)		I53US	130	46	12.10
10	2005 April 10	8.4	I52GB	3070	75	0.55
	Sumatra (Garcés <i>et al.</i> 2005) (Le Pichon <i>et al.</i> 2005)					
11	2005 March 28	6.7	I52GB	2940	15	0.05
	Sumatra (Garcés <i>et al.</i> 2005) (Le Pichon <i>et al.</i> 2005)					
12	2005 October 8, Pakistan	7.6	I31KZ	2170	56	0.27

They proposed a scaling relation which accounts for these two effects has been proposed:

$$A_n = A_0 \left( \frac{R}{R_n} \right)^s 10^{-kV_d}, \quad (1)$$

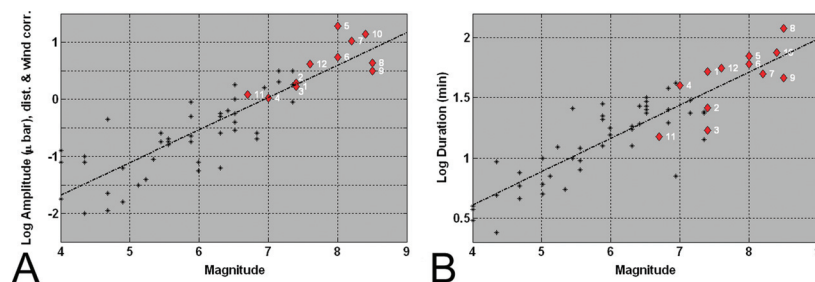
where  $A_n$  is the zero-wind amplitude normalized to standard distance  $R_n$  set to 1000 km,  $A_0$  is the zero-to-peak observed amplitude (in  $\mu\text{bar}$ ),  $R$  is the source-to-receiver distance (in km),  $V_d$  is the component of the stratospheric wind at 50 km in the direction of propagation (in  $\text{m s}^{-1}$ ),  $s$  and  $k$  are empirical constants which are taken as 1.45 and  $0.018 \text{ s m}^{-1}$ , respectively. Mutschlecner & Whitaker (2005) suggested that the infrasound amplitude is related to the seismic magnitude which, in turn, drives the infrasound generation. They proposed an other relation derived from the observation of 31 earthquakes (with magnitudes lower than 7.3) detected by arrays of microphones operated by the Los Alamos National Laboratory:

$$\log(A_n) = 0.55 M_L - 4.0, \quad (2)$$

Shallow earthquakes (depth lower than 30 km) generate large surface waves compared to similar earthquakes at larger depth (Herak *et al.* 2001). As demonstrated by Le Pichon *et al.* (2003) and Guilbert *et al.* (2003), the area of ground coupling air waves is clearly correlated with the surface wave radiation pattern. The surface wave magnitude  $M_S$  measured for 20 s period Rayleigh waves would be then more relevant to correlate infrasound observables with the seismic energy radiated by the earthquake. Furthermore, due to its definition, the  $M_L$  magnitude is not appropriate for magnitude greater than 5.5 (Utsu 2003). Using the following empirical relation between  $M_S$  and  $M_L$  given by Utsu (2003),

$$M_S = 1.27 \times (M_L - 1) - 0.016 \times M_L^2, \quad (3)$$

the magnitude–amplitude relation proposed by Mutschlecner & Whitaker (2005) has been corrected. Then, we added the measurements of seven earthquakes of larger magnitude (Table 3), sometimes recorded by multiple stations. Fig. 4(a) shows the relation between the logarithm of the normalized amplitudes as defined by



**Figure 4.** Empirical scaling relations. (a, b) Relation between the normalized amplitude and duration of infrasound signals versus seismic  $M_S$  magnitude. Black dots: Measurements of 31 earthquakes detected by arrays of microphones operated the Los Alamos National Laboratory. Red dots: Measurements from 7 earthquakes of magnitude larger than  $M_S$  6.7. Numbers refer to the event list described in Table 3.

eq. (1) and the seismic magnitude. Using a standard least-squares procedure, a linear scaling relationship is derived:

$$\log(A_n) = 0.57M_S - 3.95. \quad (4)$$

Although there is scattering in our scaling relation, the linear fit is acceptable for large magnitudes and is furthermore in close agreement with eq. (2). This analysis confirms that the normalized amplitude of infrasound signals corrected for the propagation is well correlated to the ground motion strength for a wide range of magnitude.

#### 4.2 Magnitude–duration relation

Fig. 4(b) compares the duration of the same measurements to the seismic magnitude. Although the scattering is large (in a range of one order of magnitude), the duration also correlates with magnitude:

$$\log(Dur) = 0.28 M_S - 0.50, \quad (5)$$

where *Dur* is the duration of the detected coherent infrasonic waves (in minutes). This relation is consistent with the one proposed by Mutschlecner & Whitaker (2005) using the  $M_L$  magnitude. It confirms that the duration of the infrasound signals is primarily driven by the seismic magnitude (including the rupture length and focal depth). In the case of the North Chile earthquake, the duration of the signals induced by the regional excitation of the topography differs significantly from one station to another. It suggests that the measured infrasound signals produced by the excitation of topography are also sensitive to the directivity of the radiating area at local and regional distances.

### 5 DISCUSSION

The reconstructed source regions confirm that most of the energy is radiated by the vibration of land masses near the epicentre. All stations detected a predominant radiating zone near the epicentre, which is consistent with the predicted areas of strong ground motion. No clear signal originates from the Altiplano. Southern high mountain ranges, even far from the epicentre, also generated infrasound. The Central Cordillera culminating at altitudes greater than 5000 m efficiently produced infrasound in the direction of I09BR, although the predicted seismic movement is low in this region. These results suggest an amplification of the ground displacement caused by the topography surrounding the Altiplano. Such site effect could not be predicted since the topography is not considered in our seismic source modelling.

The physics for generation of overpressure above a moving surface was given by Rayleigh (1945) and involves an integration of the acceleration (or ground velocity) of the surface over the area in motion. As a result, the infrasound source regions involve the propagation of seismic surface waves from the epicentre through succession of ridges. Mutschlecner & Whitaker (2005) proposed that the signal duration primarily depends on the radius at which the peak vertical acceleration reaches a limited value for effective sound generation. It appears that the duration cannot simply be related to the magnitude. Considering the topography as a succession of adjacent strip-line sources, mountain ranges radiate energy essentially simultaneously with a pronounced directivity and may generate infrasound arrivals with different azimuths (Le Pichon *et al.* 2003). We suggest that the amount of energy radiated in the direction of the receiver and the duration of the signals also depend on the orientation of the highest mountain ranges around the station. More detailed analyses of durations will require corrections for the effects of the seismic source parametrization (such as depth, source mechanism) and topographic features (extension, geographic situation).

### 6 CONCLUDING REMARKS

The large Chilean earthquake that occurred in the Andes Mountains on 2005 June 13 generated infrasonic waves that were observed beyond 2000 km by multiple IMS stations. Propagation tables derived from 3-D ray-tracing simulations predict a dominant stratospheric waveguide for I09BR and I41PY, and ducted thermospheric waves for I08BO. The reconstructed source regions extend over ~800 km from the Central Cordillera to the Occidental Cordillera. The spatial extent of the radiating zones differs from one station to another, which confirms the influence of both shadow zone effects for nearby station, and the directivity of the radiation. One predominant radiating zone is located near the epicentre which is consistent with predicted areas of strong ground motion. A second southern source region reconstructed along the Central Cordillera indicates possible amplification of the ground motion induced by site effects. The close agreement between the magnitude–amplitude relations derived from different data set confirms the strong influence of the ground motion. A larger scattering is found in the duration–magnitude relation, more specifically for magnitudes larger than 7. We suggest the signal duration may not only be restricted to the seismic magnitude. The seismic source mechanism and the geographic situation of the mountain ranges relative to the areas of strong ground motion may also play a predominant role in the generation of infrasound. Multiple stations infrasonic observations will probably occur more frequently in the future because of the increasing number of IMS stations being deployed. Future use of the IMS could rapidly expand the database of detections and correspondingly enhance our understanding of signal characteristics using earthquake parametrizations beyond magnitude. By combining seismic and infrasonic methods, more studies like the one presented here are valuable for the analysis of the remote effects of earthquakes. The modelling of the source generation and acoustic propagation in a complex medium should be pursued. In particular, the use of surface motion data in extended region would be valuable and could help to explain duration characteristics. With a better knowledge of the different factors that influence the generation of infrasound, these studies could lead to a rapid determination of the regions where the seismic movements are the largest, more especially when there is a lack of surface motion instrumentation.

### ACKNOWLEDGMENTS

The data used in this article were provided by the IDC in Vienna. The authors are grateful to Dr Y. Cansi and N. Brachet for their interest in this study and for the helpful discussions we had during the completion of this work. We would like also to thank D. Drob for providing us the NRL-G2S atmospheric specifications, and the NASA Goddard Space Flight Center, Global Modeling and Assimilation Office (GSFC-GMAO), NOAA National Centers for Environmental Prediction (NCEP) for providing the NWP data that went into the NRL-G2S atmospheric specifications.

### REFERENCES

- Alcoverro, B., Martysevich, P. & Starovoi, Y., 2005. Mechanical sensitivity of microbarometers MB2000 (DASE, France) and Chaparral 5 (USA) to vertical and horizontal ground motion, *Inframatics*, **9**, March 2005, 1–10, <http://www.inframatics.org>.
- Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate Greens functions for elastic layered media, *Bull. seism. Soc. Am.*, **71**, 959–971.

- Brown, D.J., Katz, C.N., Le Bras, R., Flanagan, M.P., Wang, J. & Gault, A.K., 2002. Infrasonic signal detection and source location at the Prototype Data Centre, *Pure appl. Geophys.*, **159**, 1081–1125.
- Cansi, Y., 1995. An automatic seismic event processing for detection and location: the PMCC method, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1021–1024.
- Cook, R.K., 1971. Infrasonic radiated during the Montana earthquake of 1959 August 18, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **26**, 191–198.
- Dessa, J.X., Virieux, J. & Lambotte, S., 2005. Infrasonic modeling in a spherical heterogeneous atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL022867.
- Donn, W.L. & Posmentier, E.S., 1964. Ground-coupled air waves from the great Alaskan earthquake, *J. geophys. Res.*, **69**, 5357–5361.
- Drob, D.P. & Picone, J.M., 2000. Statistical performance measures of the HWM-93 and MSISE-90 empirical atmospheric models and the relation to infrasonic CTBT monitoring, 22nd Annual Seismic Research Symposium: Planning for Verification of an Compliance with the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty New Orleans, Louisiana, USA, 8p.
- Drob, D.P., Picone, J.M. & Garcés, M.A., 2003. The global morphology of infrasonic propagation, *J. geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JD003307.
- Garcés, M., Hansen, R. & Lindquist, K., 1998. Traveltimes for infrasonic waves propagating in a stratified atmosphere, *Geophys. J. Int.*, **135**, doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00618.x.
- Garcés, M., Caron, P., Hetzer, C., Le Pichon, A., Bass, H., Drob, D. & Bhattacharyya, J., 2005. Deep infrasonic from the Sumatra earthquake and tsunami, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **86**(35).
- Guilbert, J., Le Pichon, A., Alcoverro, B., Vallée, M. & Ulziibat, M., 2003. The ground-coupled air waves generated by the Kokoxili earthquake, 14th Nov. 2001 ( $M_w = 7.8$ ): an example of direct simulation and a rapid constraint on seismic source, *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 06376, EGS-AGU-EUG, Nice, France.
- Hedlin, M., Garcés, M., Bass, H., Hayward, C., Herrin, G., Olson, J. & Wilson, C., 2002. Listening to the secret sounds of earth's atmosphere, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **83**, 564–565.
- Herak, M., Panza, G.F. & Costa, G., 2001. Theoretical and observed depth correction for Ms, *Pure appl. Geophys.*, **158**, 1517–1530.
- Kim, T.S., Hayward, C. & Stump, B., 2004. Local infrasonic signals from the Tokachi-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2004GL021178.
- Lee, H.I., Che, I.Y. & Le Pichon, A., 2004. Infrasonic network in Korea and observations of some interesting infrasonic events, paper presented at Infrasonic Technology Workshop, Geoscience Australia, Hobart, Tasmania.
- Le Pichon, A., Guilbert, J., Vallée, M., Dessa, J.X. & Ulziibat, M., 2002. Ground-coupled air waves and diffracted infrasonics from the Arequipa earthquake of June 23, 2001, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2002GL015052.
- Le Pichon, A., Guilbert, J., Vallée, M., Dessa, J.X. & Ulziibat, M., 2003. Infrasonic imaging of the Kunlun Mountains during the great 2001 China earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2003GL017581.
- Le Pichon, A., Herry, P., Mialle, P., Vergoz, J., Brachet, N., Garcés, M., Drob, D. & Ceranna, L., 2005a. Infrasonic associated with 2004–2005 large Sumatra earthquakes and tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL023893.
- Le Pichon, A., Blanc, E. & Drob, D.P., 2005b. How can infrasonic listen to high-altitude winds?, *J. geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2005JD006020.
- Madshus, C., Løvholt, F., Kaynia, A., Hole, L.R., Attenborough, K. & Taherzadeh, S., 2005. Air-ground interaction in long range propagation of low frequency sound and vibration-field tests and model verification, *Appl. Acoust.*, **66**, 553–578.
- Mikumo, T., 1968. Atmospheric pressure waves and tectonic deformation associated with the Alaskan earthquake of March 28, 1964, *J. geophys. Res.*, **73**, 2009–2025.
- Mutschlechner, J.P. & Whitaker, R.W., 2005. Infrasonic from earthquakes, *J. geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD005067.
- Olson, J.V., Wilson, C.R. & Hansen, R., 2003. Infrasonic associated with the 2002 Denali fault earthquake, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL018568.
- Rayleigh, J.W., 1945. *The Theory of Sound*, Vol. 2, 2nd edn, 1896, reprinted from Dover, NY.
- Starovoi, Yu. O. & Martysevich, P.N., 2005. Different observed mechanisms of correlation between seismic and pressure signals, *Inframatics* **09**, 11–16, <http://www.inframatics.org>.
- Sutherland, L.C. & Bass, H.E., 2004. Atmospheric absorption in the atmosphere up to 160 km, *J. Acoust. Soc. Am.*, **115**, 1012–1032.
- Takahashi, Y., Koyama, Y. & Isei, T., 1994. In situ measured infrasonic at Sapporo associated with an earthquake occurring offshore in southwest Hokkaido on July 12, 1993, *J. Acoust. Soc. Jpn.*, **15**, 409–411.
- USGS, Earthquake Hazards Program, <http://earthquake.usgs.gov>.
- Utsu, T., 2003. *Relationships between Magnitude Scales*, International Handbook of Earthquake Engineering Seismology, pp. 733–746, Academic Press, Elsevier Science, Amsterdam.
- Vallée, M. & Bouchon, M., 2004. Imaging coseismic rupture in far field by slip patches, *Geophys. J. Int.*, **156**, 615–630.
- Virieux, J., Garnier, N., Blanc, E. & Dessa, J.X., 2004. Paraxial ray-tracing for atmospheric wave propagation, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL020514.
- Yagi, Y., 2005. Preliminary results of rupture process for Chile earthquake, Environmental Sciences, University of Tsukuba, <http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press/HP/yagi/EQ/2005Chile>.
- Yamanaka, Y., 2005. EIC Seismological Note No.165 for Tarapaca, Chile earthquake, ERI (Univ. of Tokyo), <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo/Note/2005/EIC165e.html>.
- Young, J.M. & Greene, G.E., 1982. Anomalous infrasonic generated by the Alaskan earthquake of 28 March 1964, *J. acoust. Soc. Am.*, **71**, 334–339.

# **The Buncefield Explosion: a Benchmark for Infrasound Analysis across Central Europe**

**L. Ceranna<sup>1</sup>, A. Le Pichon<sup>2</sup>, D. N. Green<sup>3</sup>, and P. Mialle<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany

<sup>2</sup> Commissariat à l'Energie Atomique / Département Analyse Surveillance Environnement, BP12, 91680 Bruyères-le-Châtel, France

<sup>3</sup> AWE Blacknest, Brimton, Reading, RG7 4RS, United Kingdom

## **ABSTRACT**

A large explosion occurred at the Buncefield Oil Depot, UK, on the 11<sup>th</sup> December, 2005, as the result of a spillage of 300 tonnes of petrol. The explosion generated large amplitude infrasonic signals that were recorded at ranges of up to 1400 km. We present an analysis of data from across central Europe using 7 infrasound arrays, four of which recorded a total of 20 infrasonic arrivals, and 49 seismometers which recorded 89 air-to-ground coupled arrivals. Exceptionally high amplitude stratospheric winds occurred at the time of the explosion, propagating East-South-East with speeds of up to 130 m/s, generating a highly efficient duct for infrasound propagation. The Buncefield explosion can therefore be considered as a benchmark for studying the influence of different propagation algorithms and atmospheric models on phase identification, source location and yield estimation. Significant improvements are made in phase identification using accurate atmospheric parameterisations and 3D modelling, where we identify 18 of the 20 observed phases, compared to seasonal atmospheric models and 1D ray-tracing which only identifies 7 of the phases. Additionally, various location scenarios are considered, including cross bearings and least-squares travel-time and back-azimuth inversion, all of which estimate locations within 35 km of ground truth. A novel single array location method using multiple phases works comparably well.

Yield estimates made using the stratospheric arrival amplitudes exhibit one order of magnitude variability across the network, with a mean estimate of 51 tonnes high explosive equivalent. Detailed studies, such as this, are important for developing a successful monitoring regime for atmospheric or surface events, and for assessing the capability of the infrasound monitoring component of the Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty verification system.

Key Words: Seismic monitoring and test-ban treaty verification; wave propagation; infrasound



## 1. INTRODUCTION

The International Monitoring System (IMS) has been designed and established for assisting with the verification of any future entry into force of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT) by detecting and locating nuclear explosions. This global network consisting of radionuclide, hydro-acoustic, seismic, and infrasound stations provides an opportunity to monitor human activities and natural phenomena on a global scale (Hedlin *et al.* 2002). Atmospheric events generating inaudible low frequency acoustic waves (infrasound) with a transient signature are limited to bolides, volcanic eruptions, and strong explosions. There are few such events, and they can be recorded at remote infrasound arrays thousands of kilometres away from the acoustic source. Since the deployment of the IMS infrasound network began in 1999 only three bolides and two volcanic eruptions have been detected by at least five dedicated stations (compare O'Brien *et al.* 2007). Although the IMS infrasound network was designed such that a minimum of two stations will detect atmospheric explosions with a minimum yield of 1 kt, and allow for location via cross-bearing, a higher number of arrays provide the opportunity to obtain a well constrained source location. Furthermore, with better source locations the sound propagation in the atmosphere can be considered more precisely due to the reduced trade-off in the uncertainties of the sound and temperature profiles and the location.

It is therefore extremely valuable to focus on recordings of strong explosions or quarry blasts measured on regional infrasound networks. Such blasts (Whitaker *et al.* 1990; Hagerty *et al.* 2002; Stevens *et al.* 2002; Johnson *et al.* 2004) or accidental explosions (Liszka 1996; Evers *et al.* 2007) of sufficient yield can be recorded at ranges of hundreds of kilometres from the source. Moreover, they allow an assessment of the ability of infrasound arrays to accurately detect events and to evaluate the sound propagation in the atmosphere despite of its complex nature. A better understanding of these events is essential for routine identification and classification of explosive infrasound sources.

Generally, seismic measurements can be associated with these events, either directly as ground motion or indirectly as air-to-ground coupled waves. Due to the much denser deployment of seismometer stations in comparison to infrasound arrays, these data sources provide an opportunity to achieve a precise location by combining seismic and acoustic measurements. Furthermore, ground truth information is generally available for the acoustic sources. Such ground truth events are essential for calibrating automatic procedures for detecting, localizing, and characterising acoustic sources, as well as for evaluating models and methods for atmospheric wave propagation simulations. The optimum situation for localization is provided by a uniform azimuthal coverage of receiver arrays allowing epicentral determination via cross-bearing, along with stations measuring tropospheric or direct infrasonic signals in the vicinity of the source to obtain the origin time. Such a setting leads to a reasonable source location irrespective of accurate sound speed profiles. In order to close the azimuthal gap between existing infrasound arrays, seismic instruments can be used to improve the location results as strong explosions generate measurable air-to-ground coupled waves. Additionally, infrasound arrays recording stratospheric arrivals are needed to estimate the yield (Whittaker *et al.* 1990). However for the size of event considered in this paper, this would demand a dense distribution of infrasound stations, which is not the case for the IMS network.

The aim of this paper is to analyze prominent pressure signals generated by a ground truth event and their subsequent propagation across central Europe, where both a dense seismometer and a regional infrasound network exist. Seven infrasound arrays and 49 seismic sensors exhibiting acoustic single- and multi-onset arrivals were analyzed. This exceptional dataset allows an evaluation of different scenarios for source location ranging from cross-bearing to single array location based on multiple phases. Such detailed studies are an important step for the development of a successful monitoring regime for atmospheric or surface events on a regional scale. Moreover, this is essential in the context of evaluating the

potential of infrasound monitoring to act as an effective verification tool in any future enforcement of the CTBT.

At Buncefield, United Kingdom, an exceptionally large explosion occurred at the local Oil Depot on 11<sup>th</sup> December 2005 providing the opportunity for a detailed seismo-acoustic study across central Europe. Prior to the explosion the Buncefield Oil Depot, located 40 miles North-West of London (51.77°N, 0.43°E), was a primary distribution centre for oil in the United Kingdom. Detailed accounts of the events leading up to the explosion, and the subsequent aftermath, are given in the reports of the Buncefield Major Incident Investigation Board, directed by the United Kingdom Health and Safety Commission (HSE 2006; Powell 2006a; Powell 2006b; Powell 2006c). On the morning of the explosion a valve mechanism that prevented the overfilling of the storage facilities failed on a tank that was being supplied with unleaded petrol. This led to ~300 tons of fuel being spilt over the top of the tank. The flow of petrol off the edge of the tank allowed entrainment of air to occur, forming a vapour. The resulting vapour cloud is estimated, from on-site damage, to have spread over an area of ~80000 m<sup>2</sup> with a thickness between 1 and 7 m. Seismic records and eye-witness accounts indicate that there was only one large explosion that ignited the vapour cloud. The explosion generated atmospheric pressure waves that were recorded up to a range of 1500 km with amplitudes between 0.20 and 5.95 Pa in the frequency range from 0.1 to 2 Hz. The energy that propagated through the atmosphere was recorded both directly at dedicated infrasound arrays across central Europe and indirectly through air-to-ground coupled waves at seismic stations. The origin time was estimated as 06:01:31.45±0.5 from P-wave travel-time analysis of the 2.2 ML seismic disturbance (Ottemöller & Evers 2008). The atmospheric overpressures generated have been estimated at between 70 and 100 kPa in the vicinity of the main blast, dropping two orders of magnitude at a distance of 2 km. These overpressure estimates are large in comparison to those inferred from previous vapour cloud explosions (Lenoir *et al.* 1993), and

when combined with the unconfined nature of the Buncefield explosion suggest that the incident was well suited for producing high amplitude infrasonic waves.

The main objective of this paper is to illustrate the capability of the infrasound arrays across Europe to locate the pressure wave source and resolve the multiple atmospheric propagation paths. In addition, it is demonstrated that considering travel-time data from airwaves recorded on seismometers at local distances from the source up to a few hundreds kilometres help to constrain the source location and provide a more extensive picture of the multiple infrasonic arrivals. In Section 2 we list and characterise the signals recorded at infrasound arrays and seismometers across central Europe. We focus on the peculiarities of these recordings, primarily the large number of detecting stations and observed arrivals at each site, their long duration and large amplitudes. In Section 3, we assume that the source is known and investigate the ability of state-of-the-art modelling techniques and atmospheric specification models to predict the correct arrival times and azimuths. For that purpose empirical and semi-empirical atmospheric models are considered, along with 1-D and 3-D propagation simulation algorithms. This modelling provides a clear picture of the infrasound propagation paths and clearly underlines the need for accurate atmospheric parameterisation and simulation techniques. In Section 4 we assume that only the arrival times, calculated back-azimuths and signal amplitudes are known allowing us to investigate the ability of the atmospheric specifications and propagation models to accurately determine the source location and yield. Finally, in Sections 5 and 6, all these results are drawn together and we provide a series of recommendations for future analyses of events recorded across regional infrasound networks.

## **2. OBSERVATIONS AND DATA PROCESSING**

### **2.1 Seismo-acoustic recordings**

For the Buncefield event, seven infrasound stations in Germany, France, and Sweden were considered, as well as 49 seismic stations in the United Kingdom, France, Germany,

Switzerland, and Belgium (Fig. 1). Due to the strength of the source, it was expected that all dedicated infrasound stations would have recorded acoustic signals from the explosion. In addition, it was anticipated that seismic sensors would have also measured air-to-ground coupled acoustic signals on their vertical component; especially across the United Kingdom and northern France at ranges less than  $\sim 350$  km from the source where direct waves were still expected to be measured. Moreover, four infrasound arrays in the Netherlands (Evers & Haak 2007) and 13 short-period seismic sensors in western Germany (Hinzen 2007) have also recorded signals from the explosion, but are not considered for this analysis.

Clear multi-phase onsets generated by the explosion, with dominant frequencies between 0.1 and 1.4 Hz, have been observed at the Flers, I26DE, IGADÉ, and Uppsala infrasound arrays. However, no infrasound signals were detected at the three Swedish stations, Lycksele, Jämtön, and Kiruna. Table A provides the station co-ordinates and the main characteristics of the detected infrasonic and air-to-ground coupled waves.

Although most of the seismic stations are only equipped with single three-component sensors, which can not provide back-azimuth information, the measured signals could be associated to the Buncefield explosion. This is because location and origin time of the source are known and the arrival times are consistent with the typical celerity ranges of infrasound phases. Fig. 1 provides an overview of all seismic stations which recorded at least one air-to-ground coupled phase. Most of the stations, even at ranges greater than 800 km, recorded more than one arrival with dominant frequencies above 1.0 Hz. The measured frequencies of the air-to-ground coupled waves are higher in comparison to the infrasound phases since most of the seismic sensors are short-period instruments with an eigen-frequency of 1.0 Hz. The dominant signal frequencies below 1.0 Hz are therefore damped and, furthermore, masked by the micro-seismic noise. However, the bandlimited seismic signals significantly increase the station coverage, thereby reducing the azimuthal gaps.



Fig. 2 presents examples of recordings for two seismic stations close to the source and for the four infrasound arrays used in this study. The recordings clearly reveal a predominant acoustic source, from which only a small portion of the energy was coupled into the ground. At the seismic stations direct seismic phases are observed, however, even at WOL 75 km away from the source the acoustic signals have larger amplitudes than the direct seismic waves. Similarly, the infrasound arrays recorded large peak-to-peak amplitudes (I26DE recorded a maximum amplitude of 4.9 Pa at a distance of 1057 km). Such observations indicate that most of the energy propagated through the atmosphere. Therefore, for that specific event a seismic analysis alone is insufficient, as infrasonic data contains the majority of the event information.

## **2.2 Multiple infrasound arrivals**

Depending on the atmospheric horizontal wind and temperature structure, infrasonic waves propagate in acoustic waveguides between ground and troposphere, stratosphere and lower thermosphere (Brown *et al.* 2002; Garcés *et al.* 2004). Multiple arrivals, referred to as phases, may be recorded at a given receiver. These arrivals correspond to specific families of ray paths and turning height levels in the atmosphere defining individual wave trains. Such wave trains are characterised by specific values of amplitude, trace velocity, duration, back-azimuth along the array beam, and a coherent frequency range. Analysed with a moving window technique and on consecutive frequency bands these values are characterised by only a small variation in their amplitude.

Phases associated with waves refracted from the troposphere, referred as Iw, are strongly dependent on local atmospheric conditions, and usually are limited to ranges of a few hundreds of kilometres. A key attribute of Iw phases are trace velocities on the order of the sound speed. Stratospheric phases corresponding to infrasonic waves trapped between the stratopause and the ground are characterised by trace velocities usually ranging from the

sound speed to 360 m/s showing a sub-horizontal incidence angle. Such phases, denoted Is, are correlated to the seasonal variation of the prevailing stratospheric winds and may fluctuate with the passing of storms and other large-scale atmospheric disturbances. They can propagate efficiently over thousands of kilometres (Le Pichon *et al.* 2006).

Finally, thermospheric phases are infrasound waves propagating between the lower thermosphere and the ground. Due to the strong temperature gradient above 90 km, thermospheric wave paths, abbreviated as It, are always predicted. However, due to the low particle density and non-linear dissipation in the upper atmosphere, such returns are strongly attenuated and may not always be observed at large distances (Sutherland & Bass 2004). It phases are characterised by trace velocities above 350 m/s since they have a steep grazing and incidence angle.

Another essential parameter, beside the trace velocity, to distinguish between the three infrasonic phase types is the celerity. Celerity is defined as the quotient of epicentral distance and travel-time (e.g. Evers & Haak 2007). Depending on the turning heights and the effective sound speed profile (sound speed plus wind speed in direction of wave propagation) typical celerity values for Iw range from 330 to 340 m/s. Is and It phases show celerities between 280 and 310 m/s, and 250 and 280 m/s, respectively (Evers & Haak 2007).

The structure of the waveguides allows multiple wave-trains to propagate within them, generate distinct arrivals at the arrays. To distinguish between these signals we use a numerical subscript for arrivals after the first in any given waveguide. For example, Is denotes the first (fastest) arrival in the stratospheric waveguide, whereas (IS)<sub>2</sub> represents the next arrival.

### **2.3 Single station data processing**

The wave parameters of the infrasonic signals are calculated with the *Progressive Multi-Channel Correlation* method (PMCC) (Cansi 1995). PMCC results for the German infrasound

array, I26DE, in the Bavarian Forest and the French infrasound array, Flers, are shown in Fig. 3. At I26DE, a distance of 1057 km away from the explosion, six clear phases can be identified with an almost constant back-azimuth of  $\sim 292^\circ$  and an increase in trace velocity ranging from 332 to 392 m/s. The low frequency detections between 0.1 and 0.5 Hz at the beginning are microbaroms. These continuous signals with a direction of arrival of  $\sim 300^\circ$  were generated by ocean swells on the North Atlantic (Willis *et al.* 2004; Le Pichon *et al.* 2006). Fortunately, their wave parameters are distinct to those associated with the Buncefield explosion, and their amplitude is considerably lower than the explosion signals.

The exceptional character of the explosion is underlined by the large amplitudes recorded at I26DE; in the frequency range from 0.1 to 0.4 Hz the maximum peak-to-peak amplitude is 4.9 Pa. Furthermore, the comparison of the I26DE infrasound signals with the seismic recordings of the co-located GERES array (Harjes 1990) shows four clear air-to-ground coupled arrivals temporally correlated with the infrasound phases. Other peculiarities of this event are indicated by the large number of signals, which is atypical for a source at the ground, and the broad range of celerity values between 250 and 295 m/s. All six arrivals are interpreted as Is phases, although the celerity of the last onset lies in the typical range of It arrivals, as well as the high trace velocity also being typical for It. Since It phases are strongly attenuated (Sutherland & Bass 2004) they are only observed at local distance ranges and with frequencies usually below 0.5 Hz. The signals at I26DE are coherent up to 1 Hz, which is an indication of exceptional wind conditions in the atmosphere creating a stratospheric duct that allowed such steep refractions.

Further indications of exceptional wind conditions are provided by the recordings at Flers (Fig. 3) showing a tropospheric arrival Iw with a trace velocity of 335 m/s. This first onset is followed by two Is phases and a late long period It phase, which are typical onsets for a medium range distance of 334 km and a downwind propagation regime (e.g. Evers *et al.* 2007). However, such a regime is unusual for north-south sound propagation, and combined

with the observation of a large difference in back azimuth between Is and It phases ( $8.4^\circ$ ), these observations suggest the presence of strong stratospheric shear winds. Beside these peculiarities, clear air-to-ground coupled waves were observed at the co-located seismic sensor FLN. At that site one Iw and two Is phases at frequencies above 1 Hz has been measured, while the energy of the thermospheric signal was masked by microseismic noise.

### **3. PROPAGATION MODELLING IN A REALISTIC ATMOSPHERE**

In the following Section a detailed analysis of the infrasound observations is provided, along with an explanation for why not all the arrays studied recorded signals. The exceptional nature of this event is also demonstrated, both with respect to the recordings and the atmospheric conditions, highlighting the potential of this explosion as a benchmark for state-of-the-art infrasound analysis.

#### **3.1 A need for accurate wind and temperature profiles**

The propagation of infrasonic waves is substantially affected by temporal and spatial variations in the structure of the atmosphere (Kulichkov *et al.* 2004). In particular, the wind conditions in the stratosphere may generate a duct in which sound can be propagated over long distances of thousands of kilometres (Le Pichon *et al.* 2005). As the wind speed variations generating this duct may reach strength in the order of a significant fraction of the sound speed, it is important to incorporate realistic wind profiles into propagation models to match predicted arrivals with observed signals.

The seasonal and geographical variations in the global temperature and wind conditions of the atmosphere, up to 180 km altitude, can be described by the analytical MSISE (Hedin 1991) and HWM-93 (Hedin *et al.* 1996a, 1996b) models respectively. These models include detailed parameterizations of seasonal changes in the mean state of the atmosphere, and account for the daily solar tide variability in the mesosphere and lower thermosphere. They provide time-

dependent temperature and composition profiles, as well as zonal (W-E) and meridional (S-N) wind estimates. Together with a one-dimensional  $\tau$ -p ray tracing for a moving media (Garcés *et al.* 1998), these models can be used to obtain reasonable location results of ground truth events considering averaged sound and wind speed profiles in the direction of back-azimuth (e.g. Evers *et al.* 2007). However, for the Buncefield explosion this approach was not successful. More accurate wind speed and temperature models, specific to the time period of the explosion, were therefore considered. Such profiles are provided by the semi-empirical NRL-Ground to Space (NRL-G2S) model. The NRL-G2S atmospheric specification system fuses operational weather prediction analysis with the empirical HWM/MSISE climatology. It provides a highly resolved, self-consistent, global and regional atmospheric specification that extends from 0 to 170 km suitable for infrasound propagation calculations. The mathematical details and composite data sets are described in Drob *et al.* (2003). A climatological database of G2S coefficients on 11<sup>th</sup> December 2005, at 06:00 UTC, with a truncated spectral resolution of 1.0° is used for propagation modelling. As shown in Fig. 4, compared to the 80 m/s wind speed and easterly direction predicted by HWM-93, exceptionally strong stratospheric winds were prevailing with a speed reaching 130 m/s in the east-south-east direction. Furthermore, the strong tropospheric winds blowing southwards at 35 m/s generated a stable tropospheric wave duct.

### **3.2 Propagation modelling across Europe**

Fig. 5 clearly shows the discrepancies between the estimated (HWM-93) and semi-empirical (NRL-G2S) status of the atmospheric conditions in central Europe on the 11<sup>th</sup> December 2005, at 06:00 UTC. Considering HWM-93 wind profiles, one-dimensional ray tracing (Garcés *et al.* 1998, 2002) was performed; average velocity models were used depending on the distance along the great-circle path between source and receiver. The results (Fig. 5A) offer a typical picture of the westerly downwind regime in Europe during winter. Is and It



phases are predicted for all stations east of the source, in contradiction with the lack of observations made at the three infrasound arrays in northern Sweden. The recording of Is phases at Flers could also not be explained. Moreover, taking into account the known source co-ordinates and origin-time, the low celerity values of Is arrivals at I26DE and IGADDE were not explicable.

More promising results were obtained considering the NRL-G2S profiles and using the Windy Atmospheric Sonic Propagation ray theory-based method (WASP-3D) which accounts for the spatial and temporal variations of the horizontal wind terms along the ray paths (Virieux *et al.* 2004). In this method the evolution of the ray canonical variables (slowness vector, position and propagation time) are described by a set of linearized equations, which are numerically solved in spherical coordinates (Dessa *et al.* 2005). The ray trajectories are computed by applying a shooting procedure for ray parameters derived from the measured horizontal trace velocities, providing all necessary parameters (travel time, incidence angle, azimuthal deviation) needed for phase identification and source localization.

The simulation results (Fig. 5B) show good correspondence to the observations. The arrays in northern Sweden were at the edge of the predicted Is region, explaining the absence of detections. The celerity values for I26DE and IGADDE were also explained, as well as the absence of Iw onsets at I26DE. For southward propagation the predicted Iw, Is, and It arrivals at Flers (Fig. 3) also agreed well with the recordings. Moreover, it is clear why so many seismometers placed east, south, and west of Buncefield (see Table A) recorded air-to-ground coupled waves. Either Iw, Is or both phases were predicted in these directions. Due to the strong eastward stratospheric winds no thermospheric arrivals were predicted east of the source. In this region It phases with turning heights above 150 km altitude cannot be detected due to the strong attenuation in the upper atmosphere (Sutherland & Bass 2004).

### 3.3 Phase identification

An example of phase labelling at Flers is given in Fig. 6. On the basis of the ground-truth source information, ray tracing simulations were computed in order to provide an image of sound propagation in the atmosphere and corresponding travel-time curves. The NRL-G2S profiles were suitable for a clear labelling of the four arrivals, one tropospheric phase Iw, two stratospheric phases Is and (I s)<sub>2</sub>, and one thermospheric arrival It. All onsets were predicted and well explained, both with respect to kinematic and dynamic properties, i.e., onset time, trace velocity, and frequency content.

Table 1 provides an overview of all infrasound observations and the results of the analysis obtained with the algorithms described in the previous paragraphs. The 20 recorded infrasound signals were well explained using WASP-3D and the NRL-G2S profiles, except two phases at IGAD. These two non-predicted arrivals might be an indication for fast branches of Is phases (Evers & Haak 2007). Such arrivals are known for thermospheric refractions but could also be likely for this particular day and event since both the strength of the source and the high stratospheric wind amplitudes are exceptional.

In general, the achieved consistency between recordings and ray tracing is remarkable, even for a known source. The 3-D modelling results provide high confidence in the phase identification due to the match in travel-time (celerity) and trace velocity. The computed back-azimuth correction values also provide a consistent figure, especially for the infrasound arrays Flers and IGAD. The discrepancies between measured and modelled trace velocities at Uppsala were caused by the small aperture of this array, which is only 75 m. However, the back-azimuth values are reliable, since the trade-off between back-azimuth and trace velocity accounts for velocity.

It is noteworthy, that the successful phase identification did not only depend on the ground-truth information. Essential for reliable phase identification were the accurate NRL-G2S

atmospheric profiles and the WASP-3D ray tracer. Even a rough estimate of the epicentral source co-ordinates obtained with a simple cross-bearing would have been sufficient due to the 1° lateral grid model – the origin time is subsidiary since the models are provided every six hours. Only a single iteration using corrected back-azimuth values was sufficient to obtain comparable results to Table 1 and Fig. 5B.

#### **4. NETWORK PROCESSING: SOURCE LOCATION AND CHARACTERISATION**

Based on the results discussed in the previous Section, different source location procedures using various data sub-sets are analysed and compared. Using an accurate description of the state of the atmosphere, a yield estimation of the vapour cloud explosion is provided.

##### **4.1 Source and origin-time estimation**

The location algorithm is based on Geiger’s approach (Geiger 1910) and modified in order to also take back-azimuth into account. The assumption of a homogeneous half-space is fulfilled by starting with a typical celerity value for each individual phase at each contributing station and correcting iteratively this value based on the results obtained by the forward modelling (1-D or 3-D ray tracing). Therefore, the accuracy of the source location, i.e. the convergence of the algorithm, strongly depends on the considered atmospheric profiles, with respect to both station azimuth correction and celerity value for each individual phase. Mathematically, the iteration technique to obtain the best source location for a given set of celerities can be described as follows. The process starts with an initial epicentre location estimate  $(x_0, y_0)$ . The theoretical onset time at station  $n$ ,  $t_n^{trav}$ , and back-azimuth at station  $m$ ,  $\beta_m$ , can be calculated at each applicable station using the assumed celerity values and assuming a spherical geometry. The inversion aims to minimise the differences between the theoretical and observed values of both variables. For the travel time this difference is defined as,

$$\Delta t_n = w_n [t_n^{obs} - t^{orig} - t_n^{trav}(x_0, y_0)] , \quad (1)$$

where  $\Delta t_n$  is the weighted difference between the observed values, equal to the arrival time  $t_n^{obs}$  minus the calculated origin time  $t^{orig}$ , and the theoretical travel-time values,  $t_n^{trav}$ .  $w_n$  is an optional weighting factor and  $t^{orig}$  is defined as an average value:

$$t^{orig} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N t_n^{obs} - t_n^{trav} , \quad (2)$$

where  $N$  is the number of stations at which arrival times are considered.

For the back-azimuth the difference to be minimised is defined as,

$$\Delta \beta_m = v_m [\beta_m^{obs} - \beta_m(x_0, y_0)] , \quad (3)$$

with  $\beta_m^{obs}$  as the observed back-azimuth at station  $m$ , and  $v_m$  being an optional weighting factor. Expanding both the time and back-azimuth differences as first order Taylor series expansions leads to:

$$[\Delta \vec{t}, \Delta \vec{\beta}] = J \Delta \vec{m} , \quad (4)$$

where  $\Delta \vec{t}$  and  $\Delta \vec{\beta}$  denote the data differences. The Jacobian matrix  $J$  and the model difference  $\Delta \vec{m}$  are:

$$J = \begin{bmatrix} w_1 \frac{\partial t_1}{\partial x} & w_1 \frac{\partial t_1}{\partial y} \\ \vdots & \vdots \\ w_N \frac{\partial t_N}{\partial x} & w_N \frac{\partial t_N}{\partial y} \\ v_1 \frac{\partial \beta_1}{\partial x} & v_1 \frac{\partial \beta_1}{\partial y} \\ \vdots & \vdots \\ v_M \frac{\partial \beta_M}{\partial x} & v_M \frac{\partial \beta_M}{\partial y} \end{bmatrix} , \quad (5)$$

and

$$\Delta \vec{m} = (\Delta x_0, \Delta y_0) , \quad (6)$$

with normalized weights  $\sum_{n=1}^N w_n = 1$  and  $\sum_{m=1}^M v_m = 1$ , where  $N$  and  $M$  are the numbers of considered arrival times and back-azimuths, respectively. The above Eqs. (1) to (6) are solved

using a linear least squares inversion and the process is iterated to convergence by updating the start model  $(x_0, y_0)$  using the model difference  $\Delta \vec{m}$ .

The specification of the confidence limit ellipses for this procedure is problematic, since the calculated standard deviations of linearized least-squares inversions depend on the standard deviation of the input parameters. Defining the accuracy of infrasound phases with respect to back-azimuth and onset time is crucial. Uncertainties of 10 s in arrival time and 2° in back-azimuth lead to a standard deviation of lateral errors on the order of only a few kilometres, which probably overestimates the accuracy. Alternatively, the error ellipses can be estimated by repeatedly running the location algorithm with arbitrary sub-sets of the input data (bootstrap). However, due to the large differences in the numbers of considered data used to compute the source location such an approach is not performed here. Therefore, no confidence limit ellipses are provided for the location results.

Table 2 lists the location results obtained by considering infrasound and seismic recordings individually, as well as together. The seismic contributions were limited to stations in the United Kingdom and northern France. Variations of the location algorithm were run considering different data constraints. For example, locations were calculated using only back-azimuth or back-azimuth and arrival time, and only tropospheric air-to-ground signals or all atmospheric air-to-ground coupled phases. Furthermore, different atmospheric models were considered, with the measured back-azimuths corrected for wind effects accordingly. Finally, the influence of using only the first arrival or all identified arrivals at the recording stations was studied.

Focusing only on the infrasound array data a significant improvement in the source location is obtained by replacing a constant celerity model (no model) or HWM-93 by NRL-G2S profiles. This is due to the increased number of arrivals used, which can be used to compute the source location, as well as appropriate correction values for back-azimuth and more accurate celerity values, which dramatically reduce the errors in space and time. The results



were further improved by incorporating onset times of air-to-ground coupled waves observed on seismic stations. These additional data reduce the azimuthal gap; therefore, they provide a much more robust epicentre estimation as the location result is less biased by the station distribution (Iversen & Lees 1996). This is clearly shown by the westward shift of the calculated epicentre towards the majority of the seismic stations.

It is remarkable that without any knowledge of the model, the smallest deviations from the ground-truth co-ordinates were achieved using solely the seismic information and assuming a homogeneous half-atmosphere with a sound speed of 335 m/s. No combination of infrasound array data and coupled seismic arrivals was able to provide more accurate location results. However, the accuracy and quality of the location results were fairly well constrained using infrasound data alone, with lateral and time deviations below 15 km and 10 s, respectively.

## **4.2 Towards a single station location**

Alternatively, single station locations were also performed considering the Flers and I26DE infrasound arrays. The idea of a single station location is to make use of multiple arrivals using the differential travel-times of the consecutive phases to estimate the epicentral distance and celerity of the first signal. Together with the measured back-azimuth (applying the corresponding correction values) the source co-ordinates and origin time are estimated. This procedure may be of particular interest for regions where infrasound array coverage is sparser than in Europe; even for the Buncefield explosion only one IMS array station recorded the event.

In a first step, an average 1-D model along the back-azimuth is considered, where the range depends on the number of stratospheric ground returns. Assuming that the source is at the ground level, a 200 km distance between two consecutive Is bounces yields propagation ranges of 400 and 1200 km for Flers and I26DE, where two and six Is phases are observed,

respectively. In a second step, travel-time curves and back-azimuth correction values are derived from 1-D ray tracing. The final step is a 2-D grid search varying epicentral distance  $R$  and celerity  $C$ , where each test celerity value corresponds to the fastest travel-time branch. This provides the origin time, enabling calculation of the rms time residual  $T_{rms}$  between the measured onset times of the  $J$  arrivals,  $t_j^{obs}$ , and the best fitting theoretical arrival times,

$$T_{rms}(R, C) = \sqrt{\frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \left[ \min \left( t^{orig}(R, C) + t_k^{trav} - t_j^{obs} \right) \right]_{k=1, K}^2} , \quad (7)$$

where  $t_k^{trav}$  is the  $k$ -th computed travel-time branch at distance  $R$ ,  $t_j^{obs}$  is the observed time of the  $j$ th arrival, and  $t^{orig}$  is the origin time estimated as:

$$t^{orig} = t_1^{obs} - R / C . \quad (8)$$

The location results obtained with this procedure are listed in Table 2, and pictures of the model minima are provided in Fig. 8. Although the global minimum of the time residual  $T_{rms}$  was not well pronounced, the computed results were comparable to the ones obtained with the multi-array infrasound location, or even with the combined infrasound and seismic location, especially for Flers. At I26DE the time deviation is larger than for the other location results (with a travel-time residual of 72 s equivalent to 2% of the overall travel time). This is caused by the large epicentral distance and the use of a 1-D average model.

### 4.3 Yield estimation

An important parameter for the event characterisation is the energy release; for explosions this is often described in terms of the equivalent high explosive, or TNT, yield (e.g. Stevens *et al.* 2002). The multiple arrivals recorded across a network of stations from the Buncefield explosion provide an opportunity for testing the consistency of such calculations under conditions of extreme wind amplitude ( $> 60$  m/s) in the stratosphere.

To estimate the explosive yield for the pressure measurements the empirical relation was used, derived from the Los Alamos National Laboratory high explosive (HE) test database (Whitaker *et al.* 2003; Evers *et al.* 2007),

$$P_{wca} = 5.95 \times 10^4 (SR)^{-1.4072}, \quad (9)$$

where  $P_{wca}$  is the wind corrected pressure and SR is the scaled range between station and receiver.  $P_{wca}$  is calculated from the observed peak to peak pressure of a stratospheric infrasound arrival,  $P_{raw}$ , using,

$$P_{wca} = P_{raw} 10^{-0.018V_d}, \quad (10)$$

where  $V_d$  is the wind speed at an altitude of 50 km in the direction of propagation. The original formulation does not explicitly state whether this wind speed is the maximum or average at this altitude. However, here a statistical atmospheric parameterisation was used which provide, by definition, spatially averaged wind values. Therefore, for all yield estimates the mean wind value along the propagation path was taken. Scaled range, SR, is defined as,

$$SR = \frac{R}{\sqrt{2 \times chgwt}}, \quad (11)$$

where  $R$  is the source to receiver range in kilometres and  $chgwt$  is the charge weight in metric kilotons of high explosive.

#### 4.4 Released energy from the Buncefield explosion

Using the measured peak-to-peak amplitudes (Table A) and the NRL-G2S model wind speed at an altitude of 50 km, averaged along the source to receiver path, yield estimates were calculated for each stratospheric arrival at stations Flers, IGADE and I26DE (Fig. 9 and Table 3). Uppsala was not used, as the limited low-frequency (< 1 Hz) response of the instruments distorts the amplitude measurements.

The yield estimates using different stratospheric arrivals across the network vary by almost an order of magnitude, from 19 metric tons for the smallest signal at I26DE to 153 metric tons

for the largest signal at Flers (the mean value across all stations and arrivals is 51 metric tons). In general, the variability in yield estimates can be divided into two parts: variability between yield estimates from multiple arrivals at one station, and variability between yield estimates at the three stations.

The variability between arrivals at a particular station is pronounced. For example, at Flers arrival  $(Is)_2$  is three times smaller than arrival  $Is$ . After correction for the wind factor this results in the two calculated yields being 32 and 153 metric tons, respectively. One cause for the variability is the position of the receiver relative to the ground return footprint of the stratospheric multiple (e.g. Fig. 6 - 8). As suggested by Evers & Haak (2007), it is expected that the amplitude will be larger at the centre of the stratospheric arrival's ground return footprint. At a station which records multiple stratospheric signals, the arrivals for which the station is located at the centre of the corresponding ground return footprint are expected to have the largest amplitude. This is consistent with the data from I26DE (Fig. 8B) where the highest amplitude arrival is associated with the centre of the stratospheric arrival branch, whereas the lowest amplitude arrivals are associated with the edges of the arrival branches. However, this argument does not hold for the data recorded at Flers (Fig. 8A) where the first stratospheric arrival,  $Is$ , would be predicted to be smaller than  $(Is)_2$  although the data indicates the converse. A possible explanation for this discrepancy is that we have neglected local fluctuations in atmospheric structure. These small-scale fluctuations, below the resolution of the atmospheric parameterisations, can cause focusing of the infrasonic returns which may result in larger than expected arrival amplitudes (e.g. Kulichkov *et al.* 2004). To be consistent with the formulation of the empirical relation (Eq. 9) the maximum stratospheric arrival amplitude should be used. However, the above analysis shows that this amplitude will depend on the source-receiver separation, explaining some of the variability in the predicted empirical relation yield values.

The difference between yield estimates at the three stations can be understood in terms of the large variability in along-path wind speed. The yield estimate is very sensitive to the wind correction applied to the pressure measurements (Eq. 10), especially at high wind speeds. This was observed for the yield estimates made for the Buncefield explosion (Table 3); the stations with the largest along path mean wind speeds have the lowest yield estimates. Indeed, the empirical relation is not constrained at the average wind speeds encountered in the NRL-G2S model for this case. The wind conditions at the time of the explosions used to generate Eq. (9) did not exceed 60 m/s (Whitaker, Pers. Comm.). Therefore, care should be taken when using this relationship in periods of high amplitude stratospheric winds; the results may provide an underestimate of the true equivalent yield.

Moreover, the wind values at an altitude of 50 km were taken for consistency with Whitaker's formulation. For the wind conditions captured in the NRL-G2S model, the along path wind speeds at an altitude of 50 km were substantially less than those between 39 and 45 km. The maximum along path mean stratospheric wind speed was 120 m/s and 44 m/s, at I26DE and Flers, compared to 95 m/s and 15 m/s at 50 km altitude, respectively. This highlights the presence of high stratospheric wind speed gradients, with values up to 6 m/s per km. The effect of using the maximum along path wind speeds in the calculations would be to reduce the yield estimates to a range of 4 to 29 metric tons TNT equivalent, showing the sensitivity of the empirical relation to the modelled wind speed values, especially at high ( $> 60$  m/s) wind speeds.

In this specific, admittedly unusual case, it is unclear why the wind speed at an altitude of 50 km would have any physical significance for the yield. Due to the high wind speeds at lower altitudes the energy associated with the Is returns did not propagate to these altitudes. However, taking the maximum along path wind speed value may also be misleading in these high amplitude wind conditions as the wave energy is refracted back to the Earth's surface before the wind maximum altitude is reached.

Another parameter which has been related to explosive yield is the dominant signal period (e.g. Herrin *et al.* 2006). However, the use of this relation is inappropriate for this study because it was derived using measurements from powerful, almost point source, explosions. The finite size of the vapour cloud explosion at Buncefield, with dimensions on the order of infrasonic wavelengths, would have generated an elongated source-time function. The associated increase of the dominant signal period would have overestimated the equivalent yield for vapour cloud explosions.

The empirical relations discussed above provide energy release estimates as TNT equivalent yields. For comparison with the estimates of spilt fuel the yields need to be converted to an equivalent mass of fuel. In the case of a petroleum explosion the amount of fuel burnt is of the same order of magnitude as the equivalent TNT yields; this is because although the explosion efficiency of TNT is much greater, the heat of combustion is higher for petroleum (Maremonti *et al.* 1999). An important additional consideration is the proportion of spilt fuel which is available for the explosion. This depends on the vapour cloud's confinement, density and composition. Maremonti *et al.* (1999) estimated that only 3% of the vapour cloud generated in a fuel storage area spillage in Naples was flammable. At Buncefield approximately 300 metric tons of material was spilt (Powell 2006c). The mean estimated yield of 51 metric tons is equivalent to 17% of the fuel exploding, consistent with a low proportion of the spilt fuel being available for the explosion.

## **5. SUMMARY**

The Buncefield explosion was recorded by a large number of stations including four dedicated infrasound arrays, sensitive to infrasonic signals, and 49 seismic stations which recorded air-to-ground coupled waves. Beside the high number of recording stations, due to the strength of the source and the efficient coupling of the explosive energy into the atmosphere, the number of arrivals is exceptional: 20 infrasound phases and 89 air-to-ground coupled waves. The



dense seismic network in central Europe provided a good azimuth and distance coverage. This allowed for a detailed analysis of source location accuracy using different approaches, as well as finding indicators for phase labelling. Furthermore, the character of the infrasound observations revealed exceptional atmospheric conditions on that particular day.

To characterise the individual phases recorded at the infrasound array stations, azimuth and trace velocity together with frequency content were used as reliable estimators for phase labelling. In contrast, the phase identification of air-to-ground coupled waves at seismometers was limited to kinematic plausibility and maps of the expected phases, as shown in Fig. 5. It was found that the 1-D ray tracing algorithm and HWM-93 wind profiles were not suitable for this study. Only seven infrasound phases are identified with clear mismatches in trace velocities. The seismic recordings, moreover, had to be interpreted as direct air-waves since no atmospheric ray paths are predicted. Based on the WASP-3D ray tracer and NRL-G2S atmospheric models, the wealth of recordings were well explained and most individual phases could be identified. This applied both for the four infrasound array recordings, for which precise prediction trace velocity and celerity values are simulated, and the seismic recordings, demonstrated for stations SKP and WOL. The abundance of recorded signals allows for a detailed analysis of the influence that different data subsets have on the location results. The best approximation was achieved by using only seismic stations with tropospheric arrivals and a fixed sound speed. This clearly indicates that a dense network of seismic stations in the vicinity of the source covering the whole azimuthal range is essential for precise source location and a reasonable velocity model is required for accurate source time estimation. All data sets containing this sub-set present the smallest deviations in space and time from the ground-truth information.

However, results obtained using all contributing stations, located 334 to 1438 km away from the source with an azimuthal gap of  $\sim 220^\circ$ , along with a 3-D ray tracing approach incorporating a high resolution atmospheric parameterisation were also highly accurate. This

accuracy was accomplished with both multi array and single array location. A demanding pre-requisite for these estimates was a detailed knowledge of the atmosphere and ray tracing simulations (1-D and 3-D with appropriate profiles) providing precise back-azimuth corrections for all identified phases.

Consistent yield estimates are derived across the network of infrasound arrays using the maximum peak-to-peak amplitudes of stratospheric multiples alongside an accurate atmospheric specification. For the Buncefield explosion yield estimates fall within a range of 19 to 153 metric tons, with a mean estimate of 51 metric tons.

Overall, this comprehensive analysis demonstrates that a large number of observations and a clear picture of sound propagation in the atmosphere lead towards successful source location calculation and characterisation results.

## **6. CONCLUDING REMARKS**

The Buncefield explosion provides the opportunity to study in detail various aspects of infrasound analysis, ranging from detection and phase identification to source location and characterisation. Due to its strength and the large number of infrasound and seismic station recordings of acoustic signals, along with the exceptional atmospheric conditions at that day, this event provides a benchmark case study for infrasound analysis.

After this event was automatically detected at infrasound arrays, and the individual phases were successfully grouped and associated, the peculiarity of this event was shown, indicating the need for a detailed analysis. While studying the complexity of sound propagation through the atmosphere problems arose from assumptions based on smoothed empirical atmospheric models. Trace velocities and celerity ranges might be useful indicators for phase labelling; however, they can deviate from the expected values. This was revealed by wave propagation simulations using different algorithms and different atmospheric models. Furthermore, it was

demonstrated that the already existing complexity of the atmosphere, introduced by its seasonal and diurnal variation, can be increased by sudden variations on a daily scale.

Beside the opportunity to validate existing location procedures for multiple infrasound array data, an algorithm for single array localization is proposed. In addition, we demonstrate that for particular events a dense seismic network can be used to improve the location accuracy. Within a seismo-acoustic analysis, single vertical component sensors, as well as seismic array recordings, provide valuable kinematic data.

Yield estimates at single stations should be interpreted with care, which is indicated by the observed variability. This study shows that calculating yield estimates across a network provide evidence of such uncertainty. The analysis also emphasizes that the yield estimates are sensitive functions of the wind values used. Therefore, yield estimates may be unrealistic in situations of strong stratospheric winds and wind gradients, since the explosive energy derived from amplitude measurements are substantially underestimated. A useful avenue for further work would be to construct a physical model for the amplitude variations of stratospheric arrivals allowing constraints to be placed upon which wind speed value should be used to provide the most accurate yield estimate.

### **Acknowledgments:**

The authors are grateful to Dr. Láslo Evers (KNMI) for his interest in this study and for the helpful discussions regarding the interpretation of the specific waveforms. We are also grateful to Dr. Rod Whitaker (LANL) for discussing various aspects of yield estimation with us. We would like to thank the NASA Goddard Space Flight Center, Global Modelling and

Assimilation Office (GSFC-GMAO), and the NOAA National Centers for Environmental Prediction (NCEP) for providing data that went into the NRL-G2S atmospheric specifications.

## References:

- Brown, D.J., Katz, C.N., Le Bras, R., Flanagan, M.P., Wang, J. & Gault, A.K., 2002. Infrasonic signal detection and source location at the Prototype Data Centre, *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 1081-1125.
- Cansi, Y., 1995. An automatic seismic event processing for detection and location: The PMCC method, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1021-1024.
- Dessa, J.-X., Virieux, J. & Lambotte, S., 2005. Infrasound modeling in a spherical heterogeneous atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12808, doi:10.1029/2006GL022867.
- Drob, D.P., Picone, J.M. & Garcés, M., 2003. Global morphology of infrasound propagation, *J. Geophys. Res.*, **108**(D21), 4680, doi:10.1029/2002JD003307.
- Evers, L.G., Ceranna, L., Haak, H.W., Le Pichon, A. & Whitaker, R.W., 2007. A seismo-acoustic analysis of the gas-pipeline explosion near Ghislenghien in Belgium, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **97**(2), 417-425, doi:10.1785/0120060061.
- Evers, L.G. & Haak, H.W., 2007. Infrasonic forerunners: Exceptionally fast acoustic phases, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L10806, doi:10.1029/2007GL029353.
- Garcés, M., Hansen, R.A. & Lindquist, K.G., 1998. Traveltimes for infrasonic waves propagating in a stratified atmosphere, *Geophys. J. Int.*, **135**(1), 225-263.
- Garcés, M., Drob, D. P. & Picone, J.M., 2002. A theoretical study of the effect of geomagnetic fluctuations and solar tides on the propagation of infrasonic waves in the upper atmosphere, *Geophys. J. Int.*, **148**(1), 77-87.
- Geiger, L., 1910. Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, *K. Ges. Wiss. Gött.*, **4**, 331-349.
- Hagerty, M.T., Kim, W.-Y. & Martysevich, P., 2002. Infrasound Detection of Large Mining Blasts in Kazakhstan, *Pure and Applied Geophysics*, **159**(5), 1063-1079.
- Harjes, H.-P., 1990. Design and siting of a new regional array in Central Europe, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **80**(6) 1801-1817.

- Hedin, A.E., 1991. Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **96**, 1159-1172.
- Hedin, A.E., Fleming, E.L., Manson, A.H., Schmidlin, F.J., Avery, S.K., Clark, R.R., Franke, S.J., Fraser, G.J., Tsuda, T., Vial, F. & Vincent, R.A., 1996a. Empirical wind model for the upper, middle, and lower atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **58**, 1421-1447.
- Hedin, A.E., Biondi, M.A., Burnside, R.G., Hernandez, G., Johnson, R.M., Killeen, T.L., Mazaudier, C., Meriwether, J.W., Salah, J.E., Sica, R.J., Smith, R.W., Spencer, N.W., Wickwar, V.B. & Viridi, T.S., 1996b. Revised global model of upper thermospheric winds using satellite and ground-based observations, *J. Geophys. Res.*, **96**, 7657-7688.
- Hedlin, M., Garcés, M., Bass, H., Hayward, C., Herrin, E., Olson, J. & Wilson, C., 2002. Listening to the secret sounds of earth's atmosphere, *EOS*, **83**, 564-565.
- Herrin E., Golden, P., Negraru, P., Andre, W., Bass, H., Garcés, M., Hedlin, M., McKenna, M., Norris, D., Osborne, D. & Whitaker, R. 2006. Infrasound calibration experiments from rockets launched at White Sands Missile Range, in *Proc. 28<sup>th</sup> Seismic Res. Rev.*, Orlando, Florida, 910-918.
- Hinzen, K.-G., 2007. London Fuel Tank Explosion recorded by short-period Seismic Stations at 500-km Distance, *Seis. Res. Lett.*, **78**(3), 383-393.
- HSE, 2006. Buncefield Major Incident Investigation: Initial report to the Health and Safety Commission, *Health and Safety Executive report*, (July, 2006), <http://www.buncefieldinvestigation.gov.uk> .
- Iversen, E.S., Jr. & Lees, J.M., 1996. A statistical technique for validating velocity models, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **86**(6), 1853-1862.
- Johnson, J., Aster, R.C. & Kyle, P.R., 2004. Volcanic eruptions observed with infrasound, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14604, doi:10.1029/2004GL020020.



- Kulichkov, S.N., Avilov, K.V., Popov, O.E., Otrezov, A.I., Bush, G.A. & Baryshnikov, A.K., 2004. Some results of simulation of long-range infrasonic propagation in the atmosphere, *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, **40**, 202-215.
- Le Pichon, A., Ceranna, L., Garcés, M., Drob, D. & Millet, C., 2006. On using infrasound from interacting ocean swells for global continuous measurements of winds and temperature in the stratosphere, *J. Geophys. Res.*, **111**, D11106, doi:10.1029/2005JD006690.
- Lenoir, E.M. & Davenport, J. A., 1993. A survey of Vapor Cloud Explosions: Second Update, *Process Safety Progress*, **12**(1), 12-33.
- Liszka, L., 1996. Infrasonic observations of the gas explosion on April 26-27, 1995, *J. Low Frequency Noise and Vibration*, **15**(1), 1-5.
- Maremonti, M., Russo, G., Salzano, E. & Tufano, V., 1999. Post-accident analysis of vapour cloud explosions in fuel storage areas, *Trans. IChemE*, **77**(B), 360-365.
- O'Brien, M.S., Drob, D.P. & Bowman, J.R., 2007. Improved infrasound event location, in *Proc. 29<sup>th</sup> Seismic Res. Rev.*, Denver, Colorado, 874-883.
- Ottmöller, L. & Evers, L.G., 2008. Seismo-acoustic analysis of the Buncefield Oil Depot explosion in the UK, 2005, *Geophys. J. Int.*, accepted.
- Powell, T., 2006a. The Buncefield Investigation, First Progress Report, *Health and Safety Commission*, <http://www.buncefieldinvestigation.gov.uk>
- Powell, T., 2006b. The Buncefield Investigation, Second Progress Report, *Health and Safety Commission*, <http://www.buncefieldinvestigation.gov.uk>
- Powell, T., 2006c. The Buncefield Investigation, Third Progress Report, *Health and Safety Commission*, <http://www.buncefieldinvestigation.gov.uk>
- Stevens, J.L., Divnov, I.I., Adams, D.A., Murphy, J.R. & Bouchik, V.N., 2002. Constraints on Infrasound Scaling and Attenuation Relations from Soviet Explosion Data, *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 1045-1062.

- Schomer, P.D., 2001. A statistical description of blast sound propagation, *Noise Control Eng.*, **49**, 79-87.
- Stump, B., Jun, M.-S., Hayward, C., Jeon, J.-S., Che, I.-Y., Thomason, House, K.S.M. & McKenna, J., 2004. Small-aperture seismo-acoustic arrays: Design, implementation, and utilization, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **94**(1), 220-236.
- Sutherland, L.C. & Bass, H.E., 2004. Atmospheric absorption in the atmosphere up to 160 km, *J. Acoust. Soc. Am.*, **115**, 1012-1032.
- Virieux, J., Garnier, N., Blanc, E. & Dessa, J.-X., 2004. Paraxial ray tracing for atmospheric wave propagation, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20106, doi:10.1029/2004GL020514.
- Whitaker, R.W., Mutschlecner, J.P., Davidson, M.B. & Noel, S.D., 1990. Infrasonic observations of large-scale HE events, Fourth Int. Symposium on Long-Range Sound Propagation, *NASA Conference Publication 3101*, 133.
- Whitaker, R.W., Sondoal, T.D. & Mutschlecner, J.P., 2003. Recent Infrasound Analysis, in *Proc. 25<sup>th</sup> Seismic Res. Rev.*, Tucson, Arizona, 646-654.
- Willis, M., Garcés, M., Hetzer, C. & Businger, S., 2004. Infrasonic observations of open ocean swells in the Pacific: Deciphering the song of the sea, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL020684.

## TABLE CAPTIONS:

**Table 1:** List of all arrivals at the studied infrasound arrays, identified using NRL-G2S profiles and 3-D ray tracing (see also Table A).  $\beta$  and  $V_T$  denote measured back-azimuths and trace velocity, respectively.  $\Delta\beta$  denotes the wind correction values obtained with 3-D ray tracing,  $V_T^{\text{mod}}$  and  $C$  are simulated trace velocities and celerity ranges.

**Table 2:** Results of the location procedure using a variety of data and models.  $\beta$  denotes back-azimuth,  $T_I$  infrasound array arrival time data,  $T_{SD}$  arrival times from direct or tropospheric acoustic waves recorded at seismometers, and  $T_{SS}$  arrival times from upper atmospheric returns recorded at seismometers. The models refer to the atmospheric specifications and the infrasonic phases being identified; whereas no model refers to non back-azimuth correction. A celerity of 300 m/s is used for the  $T_{SS}$  arrivals, and 335 m/s for  $T_{SD}$  arrivals, respectively. The considered arrivals are either the first (1st) or all onsets at each station (multiple).

**Table 3:** Results of yield estimates for the three infrasound arrays measuring broadband pressure amplitudes (Uppsala not included). Estimates were made for all identified stratospheric arrivals having amplitudes above the noise level in the frequency range from 0.1 to 4.0 Hz.  $V_D$  is the average stratospheric wind speed derived from NRL-G2S profiles, and the pressures are all peak-to-peak values.

**Table 1:**

Station	Arrival No	Phase ID	$\beta$ [°]	$V_T$ [m/s]	$\Delta\beta$ [°]	$V_T^{\text{mod}}$ [m/s]	C [m/s]
Flers	1	Iw	-0.2	338	0.5°	336	325 - 335
	2	Is	2.3	345	-3.5°	346	290 - 300
	3	(Is) <sub>2</sub>	3.2	355	-5.0°	355	292 - 295
	4	It	11.6	377	-13.5°	374	240 - 270
IGAIDE	2	(Is) <sub>3</sub>	256.0	352	0.8°	352	280 - 285
	4	(Is) <sub>4</sub>	253.7	360	2.5°	357	270 - 280
	5	(Is) <sub>5</sub>	252.0	392	6.5°	385	250 - 260
I26DE	1	(Is) <sub>5</sub>	297.2	340	-0.2°	340	292 - 295
	2	(Is) <sub>6</sub>	295.0	337	-0.5°	341	282 - 286
	3	(Is) <sub>7</sub>	293.8	338	-0.4°	346	272 - 278
	4	(Is) <sub>8</sub>	293.2	354	0°	358	265 - 270
	5	(Is) <sub>9</sub>	293.0	376	0.2°	378	257 - 265
	6	(Is) <sub>10</sub>	293.8	383	0.5°	387	252 - 255
Uppsala	1	(Is) <sub>7</sub>	228.0	427	5.5°	335	295
	2	(Is) <sub>8</sub>	230.7	411	5.8°	336	290 - 295
	3	(Is) <sub>9</sub>	229.8	459	7.5°	338	285 - 290
	4	(Is) <sub>10</sub>	232.1	423	7.5°	339	280 - 288
	5	(Is) <sub>11</sub>	228.9	454	12.0°	344	277 - 283

**Table 2:**

Location Configuration			Latitude	Longitude	Origin time 11/12/05	$\Delta d$ [km]	$\Delta t$ [s]
ground truth			51.78° N	0.43° W	06:01:31		
Infrasound Array Data Only							
$\beta$	no model	1st	51.24°N	1.72°E	-	161	-
		multiple	51.00°N	1.54°E	-	162	-
	HWM-93	1st	51.61°N	1.75°E	-	152	-
		multiple	51.40°N	1.64°E	-	149	-
	NRL-G2S	1st	51.65°N	0.94°E	-	96	-
		multiple	51.89°N	0.96°W	-	38	-
$\beta$ & $T_I$	HWM-93	1st	51.15°N	0.71°E	06:07:41	114	370
		multiple	51.05°N	0.33°E	06:05:33	88	242
	NRL-G2S	1st	51.81°N	0.96°W	05:59:30	37	-121
		multiple	51.80°N	0.24°W	06:01:18	13	-13
Coupled Seismic Arrivals Only							
$T_{DS}$	no model	1st	51.74°N	0.41°W	06:01:28	5	-3
$T_{DS}$ & $T_{SS}$	no model	1st	51.68°N	0.41°W	06:01: 32	11	1
Combined Infrasound Array Data & Coupled Seismic Arrivals							
$\beta$ & $T_{DS}$	no model	1st	51.70°N	0.95°W	06:02:38	37	67
$\beta$ & $T_I$ & $T_{DS}$ & $T_{SS}$	NRL-G2S	1st	51.70°N	0.35°W	06:01:24	10	-7
		multiple	51.67°N	0.40°W	06:01:30	12	-2
Single Infrasound Array Data: Flers							
$\beta$ & $T_I$	NRL-G2S	multiple	51.72°N	0.58°W	06:01:33	12	2
Single Infrasound Array Data: I26DE							
$\beta$ & $T_I$	NRL-G2S	multiple	51.97°N	0.68°W	06:00:19	28	-72

**Table 3:**

Station		Flers	IGADE	I26DE
$V_D$ [m/s]		15	91	95
Amplitude [Pa]	max	1.35	5.95	4.88
	min	0.45	3.87	1.67
$P_{WCA}$ [Pa]	max	0.73	0.14	0.10
	min	0.24	0.09	0.03
Yield [t]	max	153	53	85
	min	32	29	19
	median	-	-	33



## APPENDIX

**Table A:** List of all studied stations including seismometers (three-component instruments and arrays) and infrasound arrays, their co-ordinates, arrivals and onset times related to the Buncefield explosion, their measured apparent velocity ( $V_T$ ) and back-azimuth ( $\beta$ ), as well as peak-to-peak pressure amplitude and corresponding dominant frequency ( $f_D$ ). The latter four values are only provided for infrasound arrays. Finally, the duration of multi phase recordings is given. Note n/a denotes values which are not computed or measured at infrasound arrays, e.g. Lycksele showing no signals.

Station	Location Lat / Lon	Arrival No	Arrival Time 11/12/05	$V_T$ [m/s]	$\beta$ [°]	$f_D$ [Hz]	Amplitude [Pa]	Duration [s]
SKP	51.72°N / 0.81°W	1	06:02:48	-	-	-	-	-
TSA	51.24°N / 0.16°E	1	06:04:59	-	-	-	-	-
WOL	51.31°N / 1.22°W	1	06:05:10	-	-	-	-	-
TCR	51.83°N / 0.92°E	1	06:06:04	-	-	-	-	-
SWN	51.51°N / 1.80°W	1	06:06:26	-	-	-	-	-
SSW	51.97°N / 1.85°W	1	06:06:33	-	-	-	-	-
TFO	51.11°N / 1.14°E	1	06:07:57	-	-	-	-	-
AWH	52.63°N / 0.95°E	1	06:08:08	-	-	-	-	-
APA	52.30°N / 1.48°E	1	06:08:32	-	-	-	-	-
SWK	51.15°N / 2.25°W	1	06:08:38	-	-	-	-	-
HGH	51.64°N / 2.81°W	1	06:09:44	-	-	-	-	-
SMD	51.31°N / 2.72°W	1	06:09:47	-	-	-	-	-
MCH	52.00°N / 3.00°W	1	06:10:27	-	-	-	-	-
HLM	52.52°N / 2.88°W	1	06:10:59	-	-	-	-	-
SSP	52.42°N / 3.11°W	1	06:11:29	-	-	-	-	-
LHO	53.55°N / 1.85°W	1	06:12:35	-	-	-	-	-
SBD	52.91°N / 3.26°W	1	06:13:11	-	-	-	-	-
Flers	48.76°N / 0.48°W	1	06:17:42	338	-0.2	0.5	2.37	310
		2	06:19:12	345	2.3	0.3	1.35	
		3	06:20:52	355	3.2	0.3	0.45	
		4	06:22:32	377	11.6	0.1	0.27	
FLN	48.76°N / 0.48°W	1	06:18:00	-	-	-	-	186
		2	06:19:25	-	-	-	-	
		3	06:20:56	-	-	-	-	
UCC	50.80°N / 4.59°E	1	06:20:19	-	-	-	-	126
		2	06:22:15	-	-	-	-	

LDF	48.59°N / 0.12°W	1	06:20:19	-	-	-	-	-
GRR	48.39°N / 0.86°W	1	06:20:05	-	-	-	-	-
HGN	50.76°N / 5.93°E	1	06:27:10	-	-	-	-	142
		2	06:29:22	-	-	-	-	
BUG	51.44°N / 7.27°E	1	06:31:24	-	-	-	-	-
MFF	46.60°N / 0.15°W	1	06:32:30	-	-	-	-	93
		2	06:33:53	-	-	-	-	
SSF	47.06°N / 3.51°E	1	06:33:31	-	-	-	-	105
		2	06:35:06	-	-	-	-	
AVF	46.79°N / 3.35°E	1	06:34:40	-	-	-	-	98
		2	06:36:08	-	-	-	-	
BGF	46.56°N / 2.85°E	1	06:35:03	-	-	-	-	109
		2	06:36:42	-	-	-	-	
TCF	46.29°N / 2.21°E	1	06:35:34	-	-	-	-	108
		2	06:37:12	-	-	-	-	
HAU	48.01°N / 6.35°E	1	06:36:02	-	-	-	-	101
		2	06:37:33	-	-	-	-	
SMF	46.65°N / 3.84°E	1	06:36:11	-	-	-	-	95
		2	06:37:28	-	-	-	-	
		3	06:37:46	-	-	-	-	
IGADE	53.26°N / 8.69°E	1	06:36:05	412	246.2	1.4	0.57	397
		2	06:38:05	352	256.0	1.1	< 0.20	
		3	06:38:28	422	246.2	1.4	1.24	
		4	06:39:57	360	253.7	0.3	3.87	
		5	06:41:53	392	252.0	0.3	5.95	
CDF	48.41°N / 7.28°E	1	06:38:47	-	-	-	-	-
RJF	45.30°N / 1.52°E	1	06:41:37	-	-	-	-	-
LFF	44.94°N / 0.74°E	1	06:43:00	-	-	-	-	-
CABF	46.61°N / 6.09°E	1	06:44:14	-	-	-	-	-
CLZ	51.84°N / 10.37°E	1	06:44:53	-	-	-	-	70
		2	06:46:53	-	-	-	-	
SENIN	46.36°N / 7.30°E	1	06:46:59	-	-	-	-	76
		2	06:48:05	-	-	-	-	
LPL	45.52°N / 6.73°E	1	06:48:51	-	-	-	-	196
		2	06:50:02	-	-	-	-	
		3	06:51:57	-	-	-	-	
LPG	45.50°N / 6.75°E	1	06:48:56	-	-	-	-	203
		2	06:50:12	-	-	-	-	

		3	06:52:07	-	-	-	-	
VIVF	44.86°N / 4.67°E	1	06:49:23	-	-	-	-	117
		2	06:51:10	-	-	-	-	
GRA1	49.69°N / 11.22°E	1	06:50:02	-	-	-	-	241
		2	06:51:45	-	-	-	-	
		3	06:53:53	-	-	-	-	
GRA3	49.76°N / 11.32°E	1	06:50:11	-	-	-	-	242
		2	06:51:57	-	-	-	-	
		3	06:54:02	-	-	-	-	
GRA2	49.66°N / 11.36°E	1	06:50:33	-	-	-	-	388
		2	06:52:16	-	-	-	-	
		3	06:54:25	-	-	-	-	
		4	06:56:51	-	-	-	-	
GRC2	48.87°N / 11.38°E	1	06:52:16	-	-	-	-	372
		2	06:53:53	-	-	-	-	
		3	06:55:56	-	-	-	-	
		4	06:58:18	-	-	-	-	
GRB4	49.47°N / 11.56°E	1	06:53:12	-	-	-	-	137
		2	06:55:19	-	-	-	-	
GRB3	49.34°N / 11.81°E	1	06:54:15	-	-	-	-	264
		2	06:56:16	-	-	-	-	
		3	06:58:29	-	-	-	-	
GRC3	48.89°N / 11.59°E	1	06:54:31	-	-	-	-	272
		2	06:56:31	-	-	-	-	
		3	06:58:53	-	-	-	-	
GRC4	49.09°N / 11.53°E	1	06:55:48	-	-	-	-	-
WET	49.14°N / 12.88°E	1	06:58:12	-	-	-	-	395
		2	07:00:06	-	-	-	-	
		3	07:02:11	-	-	-	-	
		4	07:04:37	-	-	-	-	
I26DE	48.85°N / 13.72°E	1	07:01:38	340	292.2	0.3	< 0.40	644
		2	07:03:18	337	295.0	0.3	1.86	
		3	07:04:48	338	293.8	0.3	4.88	
		4	07:06:37	354	293.2	0.3	2.54	
		5	07:08:43	376	293.0	0.5	2.52	
		6	07:11:13	383	293.8	0.4	1.67	
GEA3	48.84°N / 13.70°E	1	07:01:39	-	-	-	-	358
		2	07:03:17	-	-	-	-	
		3	07:05:17	-	-	-	-	
		4	07:07:27	-	-	-	-	

Uppsala	59.85°N / 17.61°E	1	07:21:53	427	228.0	n/a	< 0.04	454
		2	07:23:42	411	230.7	n/a	0.08	
		3	07:25:36	459	229.8	n/a	0.10	
		4	07:27:27	423	232.1	n/a	0.04	
		5	07:28:35	454	228.9	n/a	0.06	
Lycksele	64.61°N / 18.75°E	-	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	-
Jämtön	65.86°N / 22. 50°E	-	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	-
Kiruna	67.86°N / 20.42°E	-	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	-

## FIGURE CAPTIONS

**Figure 1:** Map of central Europe showing the infrasound arrays used in this study (black triangles), as well as the seismic stations, which have recorded infrasonic phases (red circles). The blue triangles denote Dutch infrasound stations not considered in this study. The epicentre of the explosion occurring at 2005 December 11<sup>th</sup> 06:01:32 (UTC) is marked as a black star.

**Figure 2:** Examples of the acoustic arrivals recorded across Europe; station name and distance from source are given to the left and to the right of the plot, respectively. WOL and SKP are seismometers in southern England. Flers, IGADÉ, I26DE, and Uppsala are infrasound arrays. The infrasound data are filtered between 0.1 and 4.0 Hz, whereas the seismic recordings are filtered between 0.2 and 4 Hz in order to remove the majority of the micro-seismic noise. Note that the recordings at Uppsala are band limited with low gain below 1.0 Hz. All seismograms and barograms are aligned to the first acoustic arrival, and two minutes before first arrivals are added.

**Figure 3:** Example of recorded signals at seismic receivers and infrasound arrays in the Bavarian Forest (Germany) and in Normandy (France). Results of the PMCC analysis are shown for infrasound station I26DE and Flers. The measured back-azimuths (A and E), the corresponding trace velocities (B and F), and the beams band pass filtered between 0.1 and 2.0 Hz (C and G) are plotted. In panels D and H the band pass filtered beam (0.8 to 2.2 Hz) of the co-located seismic GERES array is shown, as well as the 2.0 Hz high pass filtered vertical component of seismic station FLN.

**Figure 4:** Differences in propagation through the G2S model at tropospheric and stratospheric altitudes. The figures show the wind speeds along azimuths from the source located at Buncefield in the troposphere (A) ranging from -40 to 40 m/s, and in the stratosphere (B) in the -140 to 140 m/s range, respectively. Positive wind speeds indicate prevailing winds blowing away from the source and negative values towards the source.

**Figure 5:** Sound propagation in the atmosphere in central Europe on December 11<sup>th</sup> 2005 at 06:00 (UTC). The coloured areas mark regions where tropospheric (green), stratospheric (blue), and thermospheric (red) phases, or a combination of these phases are predicted. The simulations are obtained using a  $\tau$ -p method (Garces *et al.* 1998) considering 1-D effective sound speed profiles along increasing azimuths ranging from 0° to 360° and distances up to 2000 km. A: results obtained for HWM-93/MSISE profiles. B: results obtained considering NRL-G2S profiles.

**Figure 6:** Ray tracing for infrasound station Flers in northern France considering NRL-G2S 1-D effective sound speed profiles. The rays are colour-coded with respect to their trace velocity  $V_T$  (A), as well as the corresponding travel-time curves (B). At Flers the recording consists of one tropospheric phase Iw with a dominant frequency of 0.5 Hz, two stratospheric refractions Is and (Is)<sub>2</sub> with 0.3 Hz dominant frequency, and one low frequency thermospheric arrival It at 0.1 Hz (C).

**Figure 7:** Results of the forward simulations and phase identification obtained with NRL-G2S profiles (A) and HWM-93 profiles (B) for the stations shown in Fig. 2. Coloured bars to the right of each trace represent the measured values; coloured bars to the left represent the model predictions. Using the NRL-G2S profiles almost 20 infrasonic arrivals are well explained with respect to both onset time (celerity) and trace velocity  $V_T$ , instead of only

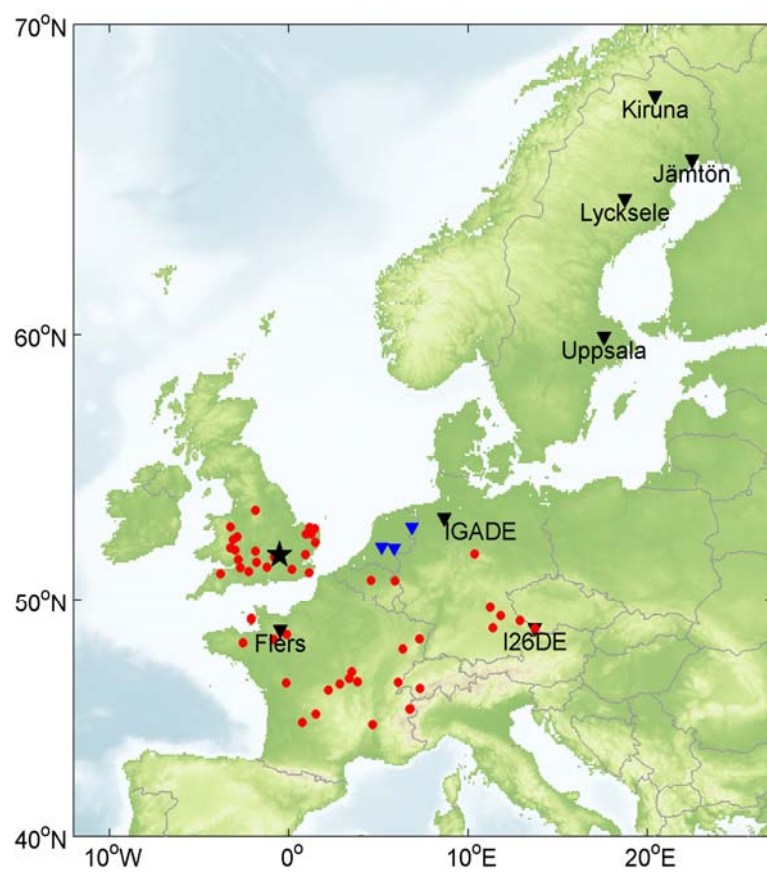


seven identified arrivals based on HWM-93 model (the arrivals at SKP and WOL are assumed to be direct phases). The high values of measured trace velocities at Uppsala are due to the small aperture of the array, only 75 m.

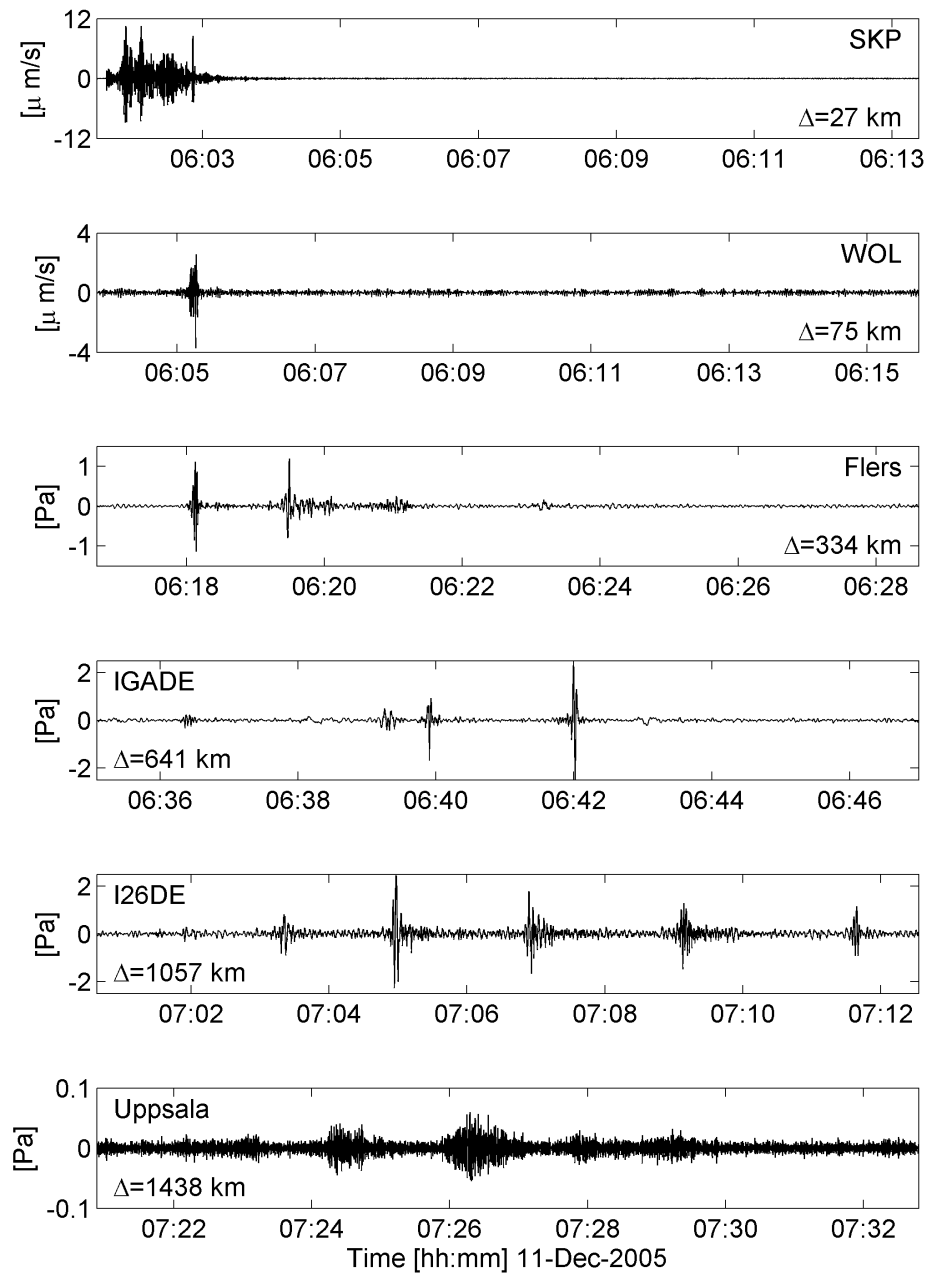
**Figure 8:** Results of the single station location obtained at the infrasound arrays Flers (A) and I26DE (B) using 1-D NRL-G2S effective sound speed profiles along the measured azimuth at each station (see text for further details). RMS time residuals are colour-coded. Travel time curves are plotted for thermospheric (red), stratospheric (blue), and tropospheric (green) phases calculated for the specific models and distance ranges as a function of celerity. The barograms are displayed in light grey and the best fit in dark grey, respectively.

**Figure 9:** The estimated explosion yield (in tons of high explosives equivalent) as a function of range and wind-corrected pressure amplitude. The circles connected by black lines show the range of estimated yield taking the amplitude range for stratospheric arrivals at each station, with each circle representing one estimate. The mean value of all yield estimates is 51 t. All units are in metric tons.

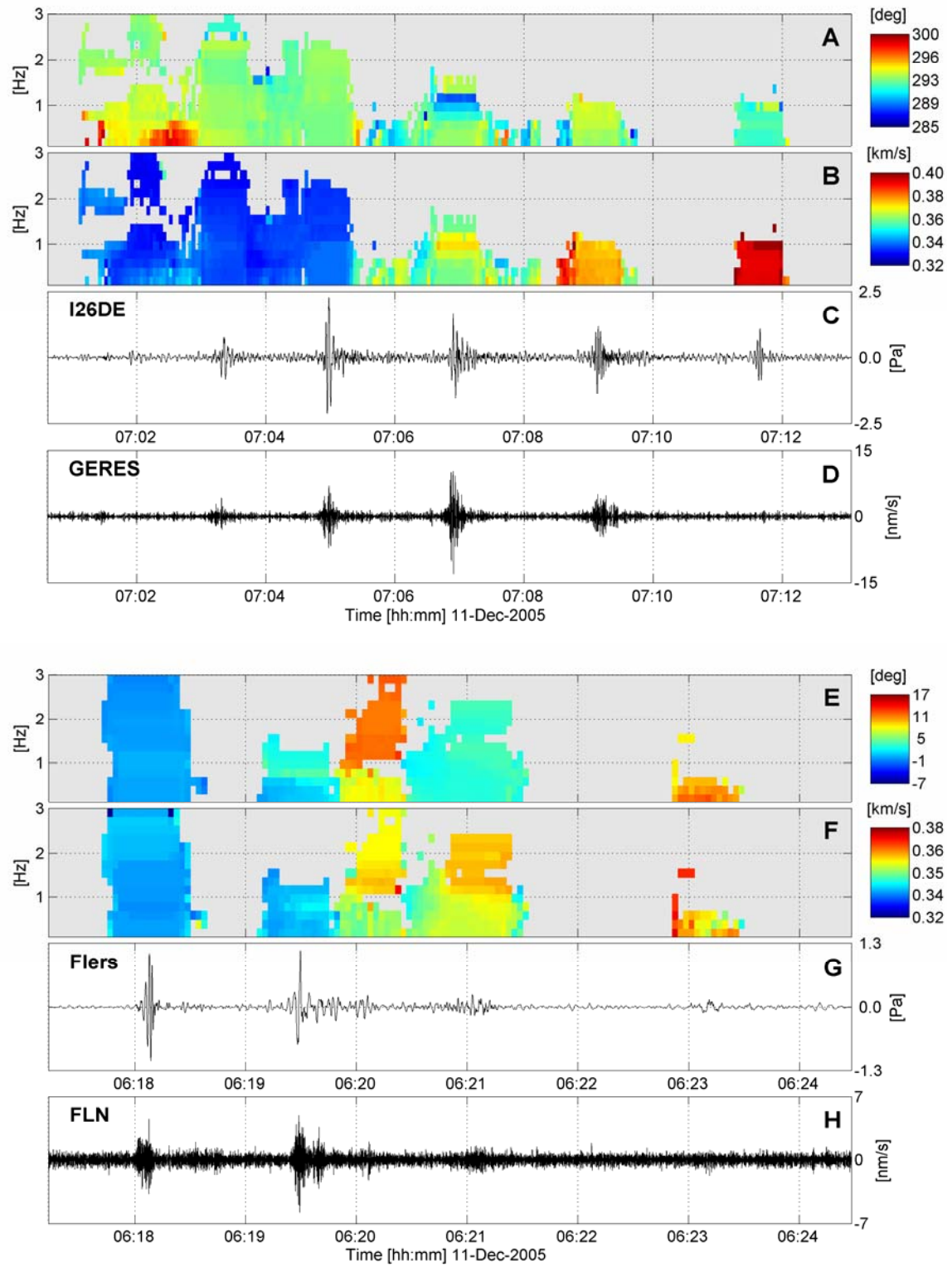
**Figure 1:**



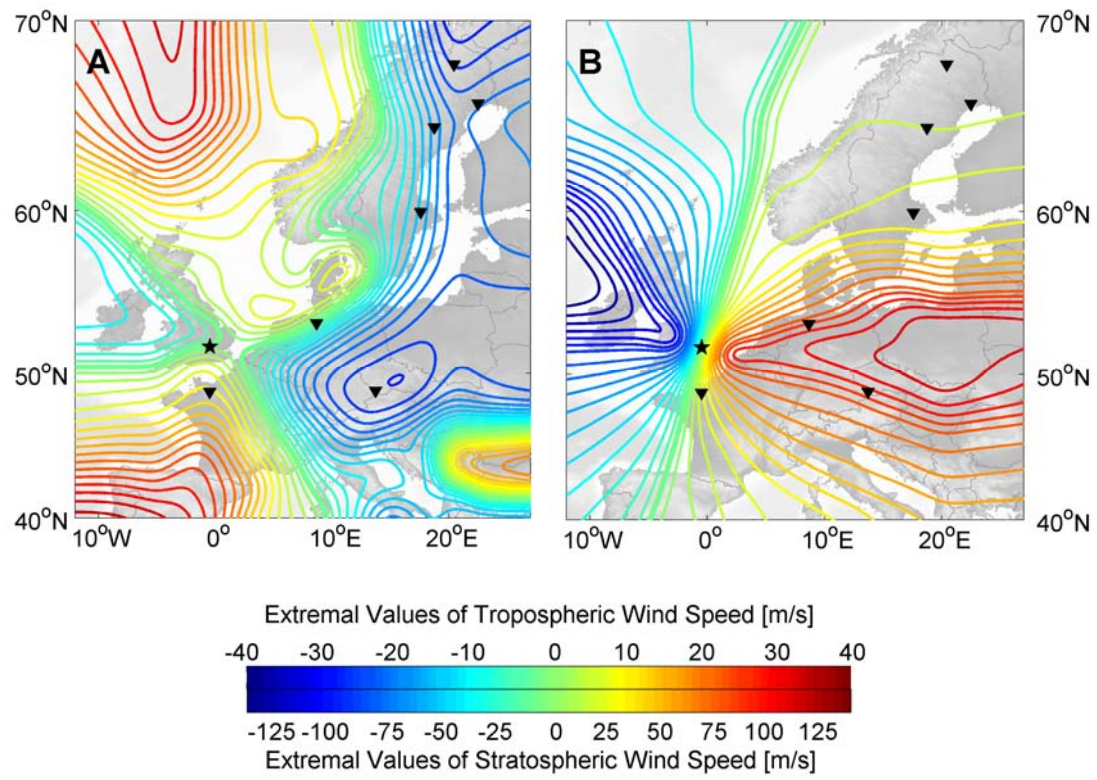
**Figure 2:**



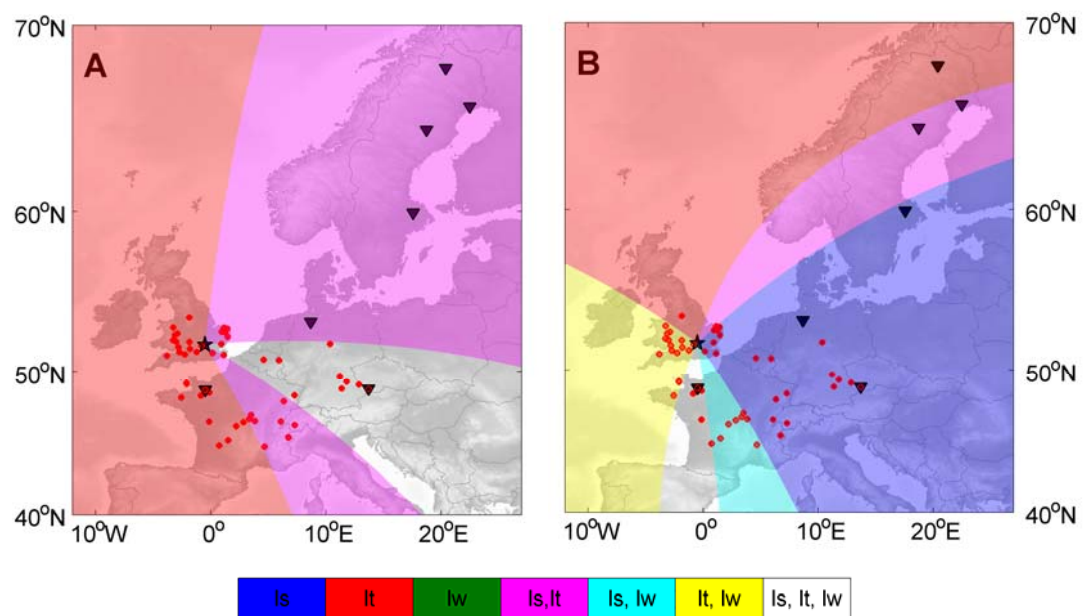
**Figure 3:**



**Figure 4:**

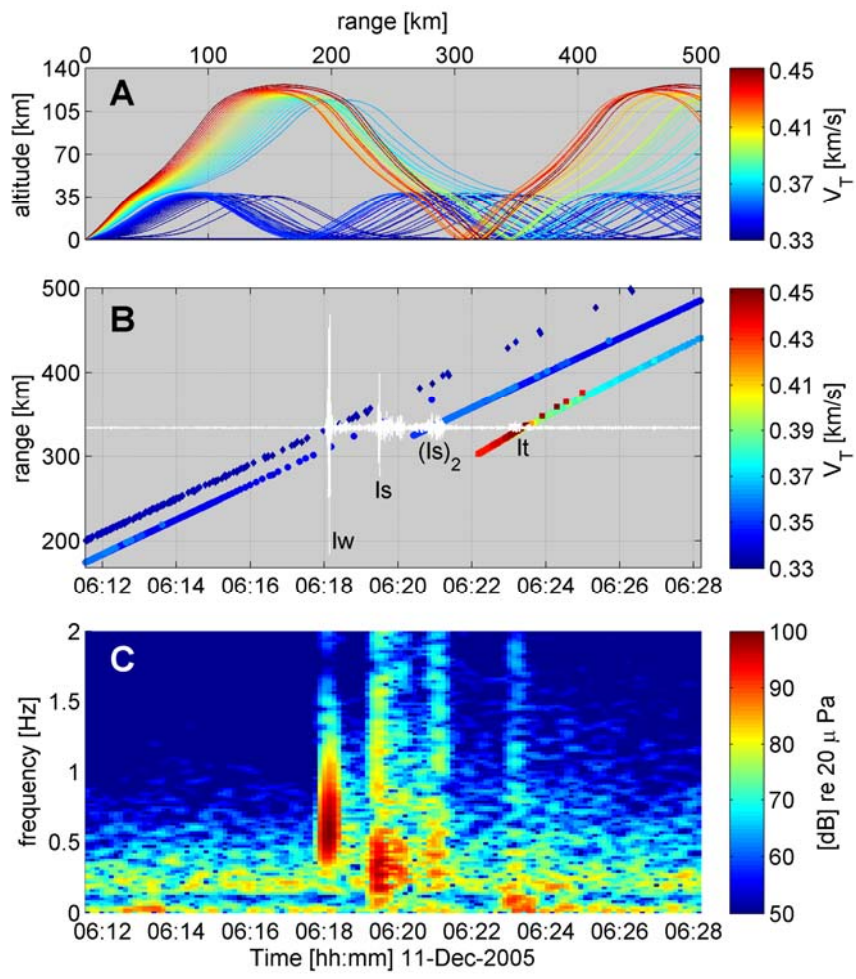


**Figure 5:**

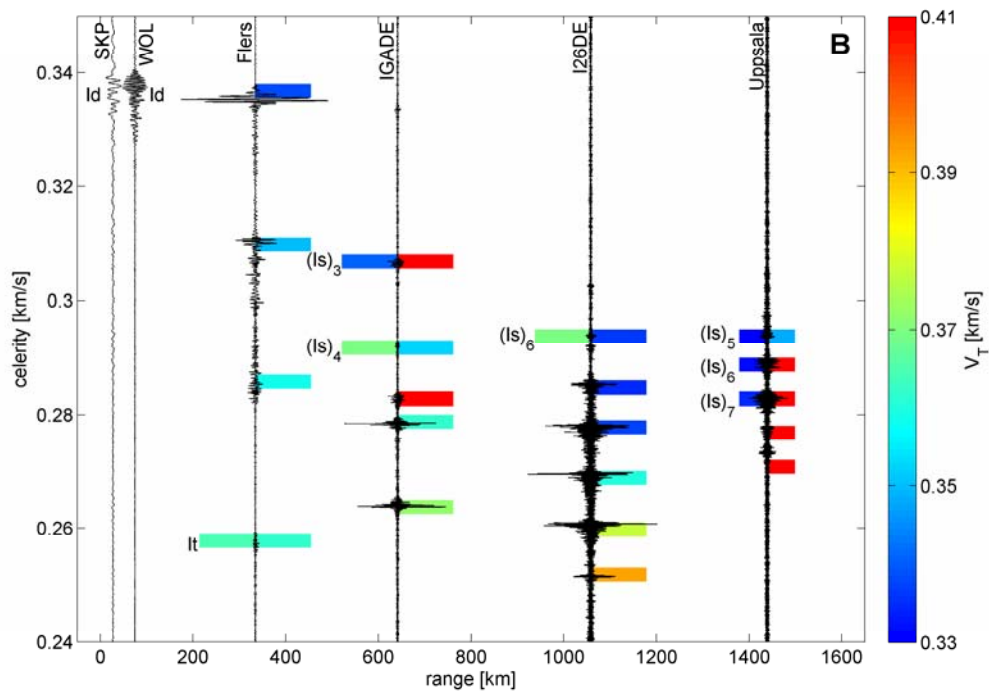
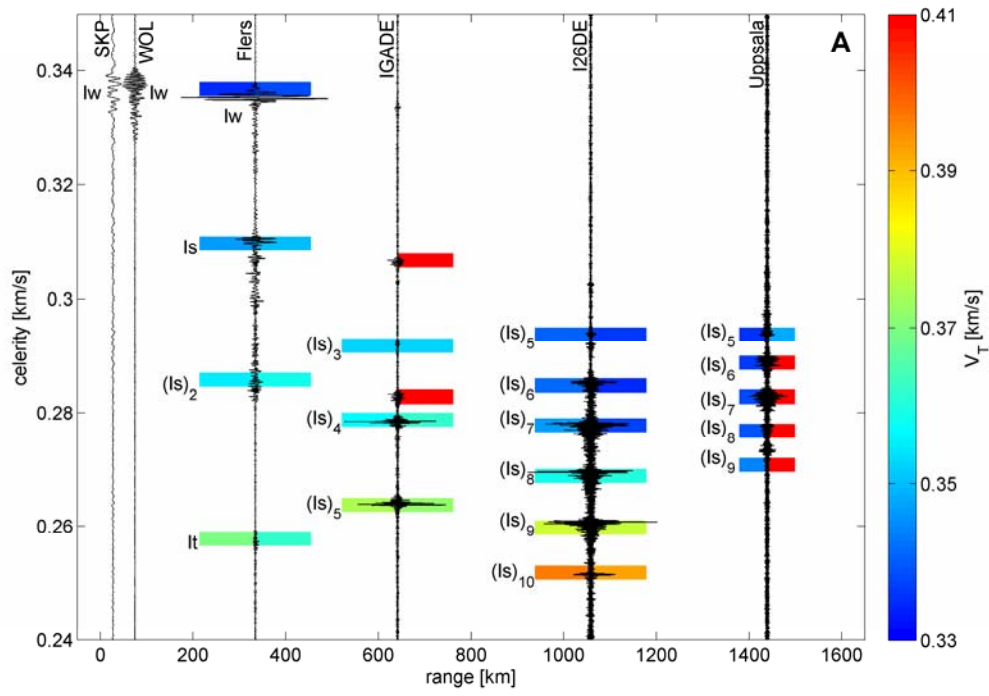




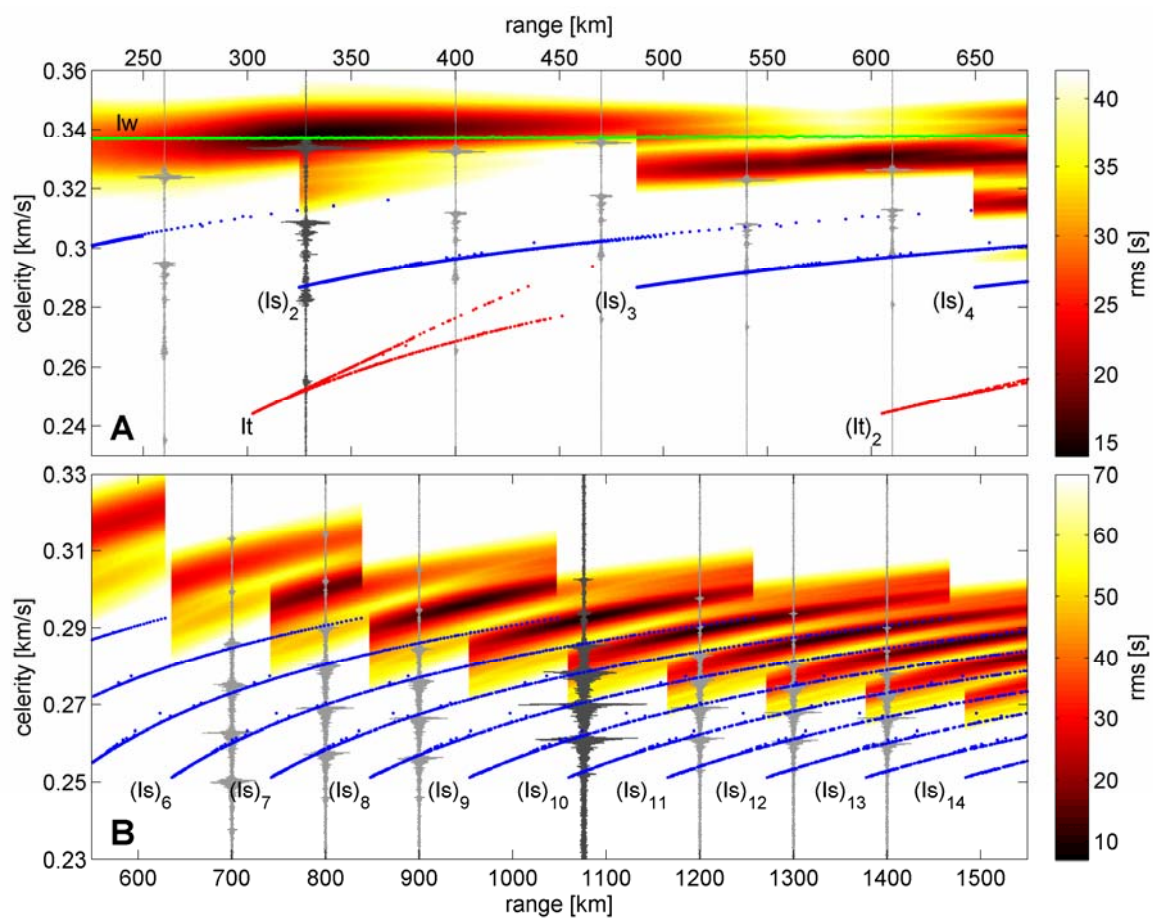
**Figure 6:**



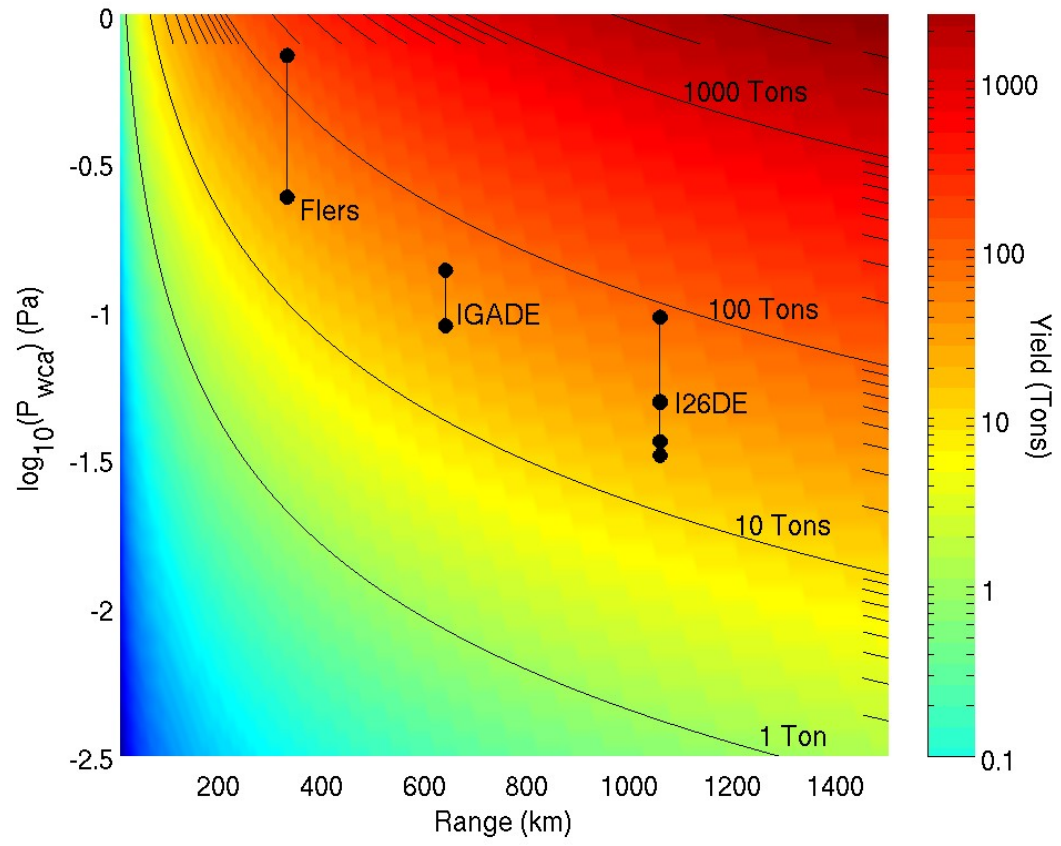
**Figure 7:**



**Figure 8:**



**Figure 9:**





# Bibliographie

- S.J. Arrowsmith and D.O. ReVelle, 2007, “Infrasound Monitoring of local, regional and global events”, in : “29th Monitoring Research Review : Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies”, Denver, Colorado, U.S.A.
- J. Artru, P. Lognonné and E. Blanc, 2001, “Normal modes modelling of post-seismic ionospheric oscillations”, *Geophysic Research Letter*, **28**, 697–700.
- S. Ballard, 2002, “Seismic event location using Levenberg-Marquardt Least Squares Inversion”, *Technical report*, Sandia National Labs, Albuquerque, New Mexico, U.S.A.
- G.H. Barry, L.J. Griffiths and J.C. Taenzer, 1966, “HF radio measurements of high-altitude acoustic waves from a ground-level explosion”, *Journal of Geophysical Research*, **71**, 4173–4182.
- H.E. Bass, 1981, “Absorption of sound by air : High temperature predictions”, *Journal of the Acoustical Society of America*, **69**, 124–138.
- H.E. Bass, L.C. Sutherland and A.J. Zuckerwar, 1990, “Atmospheric absorption of sound : Update”, *Journal of the Acoustical Society of America*, **88**, 2019–2021.
- H.E. Bass, L.C. Sutherland, A.J. Zuckerwar, D.T. Blackstock and D.M. Hester, 1995, “Atmospheric absorption of sound : Further developments”, *Journal of the Acoustical Society of America*, **97**, 680–683.
- H.E. Bass, L.C. Sutherland, A.J. Zuckerwar, D.T. Blackstock and D.M. Hester, 1996, “Erratum : Atmospheric absorption of sound : Further developments”, *Journal of the Acoustical Society of America*, **99**, 1259.
- Henry E. Bass and Claus Hetzer, 2006, “An overview of absorption and dispersion of infrasound in the upper atmosphere”, *InfraMatics*, **15**.
- A. Bedard Jr, 2005, “Low-frequency atmospheric acoustic energy asociated with vortices produced by thunderstorms”, *Monthly Weather Report*, pages 241–263.
- C. Berthet, 1968, “Propagation atmosphérique lointaine de signaux acoustiques puissants”, *Revue Acoustique*, **2**, 1–12.
- S.D. Billings, M.S. Sambridge and B.L.N. Kennett, 1994, “Errors in hypocentre location : picking, model and magnitude dependence”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 1978–1990.
- E. Blanc, 1985 december, “Observations in the upper atmosphere of infrasonic waves from natural or artificial sources - A summary”, *Annales Geophysicae*, **3**, 673–687.



- E. Blanc, S. Pérez, J-P. Issartel and J-C. Milliès-Lacroix, 1997 Novembre, “Détection des explosions nucléaires atmosphériques”, *CHOC : Revue scientifique et technique de la Direction des applications militaires*, **17**, 23–34.
- Elisabeth Blanc, 2000, “The infrasound monitoring system for the CTBT control”, in : “Independent Commission on the Verifiability of the CTBT”, The Verification Research, Training and Information Centre (VERTIC), London, UK.
- Elisabeth Blanc and B. Mercandalli-Rascalou, 1991, “Mid latitude disturbances produced by major magnetic storms”, *Canadian Journal of Physics*, **70**, 553–565.
- J. Bouchez and R. Lecomte, 1995, *The atolls of Mururoa and Fangataufa (French Polynesia) II. Nuclear testing*, Masson, Paris, scientifique edition.
- N. Brachet, 2003 October, “Infrasound processing at the IDC using DFX-PMCC”, in : “Infrasound Technology Workshop”, San-Diego, California, U.S.A.
- N. Brachet, 2004 November, “Infrasound station processing at the IDC - Detection categorization”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Hobart, Tasmania, Australia.
- N. Brachet, J. Coyne and R. Le Bras, 2006, “Latest developments in the automatic and interactive processing of infrasound data at the IDC”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Fairbanks, Alaska, U.S.A.
- N. Brachet and P. Firbas, 2005 November, “Implementation of PMCC algorithm at the IDC”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Papeete, Tahiti, France.
- D. Brown, 2004, “Infrasound observations of volcanic activity from Indonesia and Papua New Guinea recorded at IS07”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Hobart, Tasmania, Australia.
- Davis Brown, 2005, “Infrasound Source location using the Neighbourhood Algorithm”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Papeete, Tahiti, France.
- D.J. Brown, 2000, “PIDC 7.0 - Station specific, 2-D infrasound travel-time tables”, *CCB-PRO-00/19Rev 1*, Center for Monitoring Research.
- D.J. Brown, C. Katz, R. Le Bras, M.P. Flanagan, J. Wang and A.K Gault, 2002a, “Infrasound signal detection and source location at the prototype international data centre”, *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 1081–1125.
- P. Brown and O. et al. ReVelle, 2002, “An entry model for the Tagish Lake fireball using seismic, satellite and infrasound records”, *Meteoritics and Planetary Sciences*.
- P. Brown, R. Whitaker and D. ReVelle, 2002b, “Multi-Station infrasonic observations of two large bolides : signal interpretation and implications for monitoring of atmospheric explosions”, *Geophysical Research Letters*.
- P.G. Brown, W.N. Edwards, D.O. ReVelle and P. Spurny, 2007, “Acoustic analysis of shock reduction by very high-altitude meteors - I : infrasonic observations, dynamics and luminosity”, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **69**, 600–620, doi :10.1016/j.jastp.2006.10.011.
- M. Buckingham and M. Garcès, 1996, “Canonical model of volcano acoustics”, *Journal of Geophysical Research*.

- R. Burridge, 1976, *Some mathematical tropics in seismology*, Courant institute of Mathematical Sciences, New York University, New York.
- E. Calais and J. Minster, 1996, "GPS detection of ionospheric perturbations following a space shuttle ascent", *Geophysic Research Letter*, **23**, 1897–1900.
- Paola Campus, 2006, "Monitoring volcanic eruptions with the IMS infrasound network", *Infra-Matics*.
- S.M. Candel, 1977, "Numerical solution of conservation equations arising in linear wave theory : application to aeroacoustics", *Journal of Fluid Mechanics*, **83**, 465–493.
- Y. Cansi and Y. Klinger, 1997, "An automatic data processing method for mini-arrays", *CSEM/EMSC NewsLetter*, **11**.
- Yves Cansi, 1995, "An automatic seismic event processing for detection and location : The PMCC method", *Geophysic Research Letter*, **22**, 1021–1024.
- L. Ceranna, G. Hartmann and M. Henger, 2005, "The inaudible noise of wind turbines", in : "Infrasound Technology Workshop", Papeete, Tahiti, France.
- L. Ceranna, A. Le Pichon and J. Vergoz, 2007 April, "Analyzing the detection capability of infrasound arrays in Central Europe", in : "European Geophysical Union", Vienna, Austria.
- Lars Ceranna, Alexis Le Pichon, David Green and Pierrick Mialle, 2007-2008, "The Buncefield explosion : a benchmark for infrasound analysis across central Europe", *Geophysical Journal International*, submitted.
- V. Cerveny, I.A. Molotkov and I. Psencik, 1977, "Ray Method in Seismology", *Charles University Press*.
- C. Chapman, 1985, "Ray theory and its extension : WKBJ and Maslov seismograms", *Journal of Geophysics*, **58**, 27–43.
- Richard Courant and Fritz John, 1966, *Introduction to calculus and analysis*, volume 1, Wiley-Interscience, New York.
- C. Delclos, E. Blanc, P. Broche, F. Glangaud and J-L. Lacoume, 1990, "Processing and interpretation of microbarograph signals generated by the explosion of Mount St. Helens", *Journal of Geophysical Research*, **95** (D5), 5485–5494.
- J.-X. Dessa, J. Virieux and S. Lambotte, 2005, "Infrasound modeling in a spherical heterogeneous atmosphere", *Geophysical Research Letters*, **32** (L12808).
- D. Drob, 2003a, "Basic atmospheric research with infrasound", in : "NSF Infrasound Workshop", Hawaiï, U.S.A.
- D. Drob, J.T. Emmert, J.M. Picone and G. Crowley, 2007, "A comprehensive statistical analysis of thermospheric neutral wind measurements : Building and testing a new empirical reference model", in : "LWS Geostorm CDAW and Conference", U.S.A.
- D. Drob, M. O'Brien and R. Bowman, 2006 November, "HWM Upgrade for Infrasound Propagation Calculations", in : "Infrasound Technology Workshop", Fairbanks, Alaska, U.S.A.
- Douglas Drob, 2003b, "Detailed specifications of the atmosphere for infrasound propagation modeling", in : "25th Seismic Research Review - Nuclear Explosion Monitoring : Building the Knowledge Base", Number LAUR-03-6029 in II, pages 605–616, Tucson, Arizona, U.S.A.

- Douglas Drob and Milton Garcès, 2002, “The spatiotemporal variability of infrasound path partitioning”, in : “Infrasound Technology Workshop”, De Bilt, Netherlands.
- Douglas Drob and J.M. Picone, 2003, “Global Morphology of Infrasound Propagation”, *Journal of Geophysical Research*, **108** (D21), 4680, doi :10.1029/2002JD003307.
- L.B. Evans, H.E. Bass and L.C. Sutherland, 1972, “Absorption of Sound : Theoretical Predictions”, *Journal of the Acoustical Society of America*, **51**, 1565–1575.
- L. Evers and H. Haak, 2004, “The detectability of infrasound in The Netherlands from the italian volcano Mt. Etna”, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*.
- Laslő Evers, L. Ceranna, H. Haak, A. Le Pichon and R. Whitaker, 2007 April, “A Seismoacoustic Analysis of the Gas-Pipeline Explosion near Ghislenghien in Belgium”, *Bulletin of Seismological Society of America*, **97** (2), 417–425, doi :10.1785/0120060061.
- L.G. Evers and H.W. Haak, 2007 may, “Infrasonic forerunners : Exceptionnaly fast acoustic phases”, *Geophysical research Letters*, **34** (L10806), doi :10.1029/2007GL029353.
- T. Farges, E. Blanc, A. Le Pichon, T. Neubert and T.H. Allin, 2005, “Identification of infrasound produced by sprites during the Sprite 2003 campaign”, *Geophysical Research Letters*, **32** (LO1813).
- V. Farra and R. Madariaga, 1987, “Seismic waveform modeling in heterogeneous media by ray perturbation theory”, *Journal of Geophysical Researchs*, **92**, 2697–2712.
- V. Farra, J. Virieux and R. Madariaga, 1989, “Ray perturbation theory for interfaces”, *Geophysical Journal International*, **99**, 377–390.
- S.H. Francis, 1975, “Global propagation fo acoustic gravity waves : a review”, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **37**, 1011–1054.
- O. Gainville, Ph. Blanc-Benon, P.F. Piserchia and J. Scott, 2006 october, “Infrasound propagation in realistic atmosphere : numerical modelling using ray theory and comparison with experiments”, in : “12th Long Range Sound Propagation Symposium”, New Orleans, U.S.A.
- M. Garcès, D. Drob and M. Picone, 2002a, “A theoretical study of the effect of geomagnetic fluctuations and solar tides on the propagation of infrasonic waves in the upper atmosphere”, *Geophysical Journal International*, **148**, 77–87.
- M. Garcès and C. Hetzer, 2004 November, “Infrasonic source location using the tau-p method (update)”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Hobart, Tasmania, Australia.
- M. Garcès, C. Hetzer, K. Lindquist and D. Drob, 2002b, “Source location algorithm for infrasonic monitoring”, in : “24th Seismic Research Review - Nuclear Explosion Monitoring : Innovation and Integration”, pages 755–765, Ponte Beach, Florida, U.S.A.
- M. Garcès and C. et al. Hetzer, 2003, “Integration of infrasonic models with ocean wave spectra and atmospheric specifications to produce global estimates of microbarom signal levels”, in : “25th Seismic Research Review”, Tucson, Arizona, U.S.A.
- M. Garcès and A. et al. Le Pichon, 2005, “Atmospheric studies using ocean sounds”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Papeete, Tahiti, France.
- M. Garcès, S. McNamara, D. Drob and N. Brachet, 2006 September, “A ray-based automatic infrasonic source location algorithm”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Fairbanks, Alsaka, U.S.A.

- M.A. Garcès, R.A. Hansen and K.G. Lindquist, 1998, “Traveltimes for infrasonic waves propagating in a stratified atmosphere”, *Geophysical Journal International*, **135**, 255–263.
- M.A. Garcès, R.A. Hansen, K.G. Lindquist, D. Drob and J.M. Picone, 1999 September, “Variability of the lower atmosphere and its effect on the propagation of infrasonic waves”, in : “21st Annual Research Symposium : Technologies for Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty”, volume 2, pages 105–111, Las Vegas, Nevada, U.S.A.
- Milton Garcès and D. Drob, 2005, “Towards automatic infrasonic source locations with site-specific, temporally varying travel time curves Part II”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Papeete, Tahiti, France.
- Ludwig Geiger, 1910, “Herdbestimmung bei Erdbeben aus des Ankunftszeiten”, in : “Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen”, chapter 4, pages 331–349, Mathematik-Physikalische Klasse.
- R.G. Gibson, D.P. Drob and D.E. Norris, 2007, “Advancement of infrasound propagation calculation techniques using mesoscale atmospheric and terrain specifications”, in : “29th Monitoring Research Review : Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies”, pages 845–854, Denver, Colorado, U.S.A.
- M. Greenspan, 1959, “Rotational Relaxation in Nitrogen, Oxygen, and Air”, *Journal of the Acoustical Society of America*, **31**, 155–161.
- M.T. Hagerty, W.-Y. Kim and P. Martysevich, 2002, “Infrasound Detection of Large Mining Blasts in Kazakstan”, *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 1063–1079.
- M. Hayakawa and H. Sato, 1994, *Electromagnetic phenomena related to Earthquake prediction*, chapter Ionospheric perturbations associated with earthquakes, as detected by subionospheric VLF propagation, pages 391–397, TERRAPUB, Tokyo, Japan.
- A.E. Hedin, 1987, “MSIS-86 Thermospheric Model”, *Journal of Geophysical Research*, **92**, 4649–4662.
- A.E. Hedin, 1991, “Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere”, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 1159.
- A.E. Hedin, M.A. Biondi, R.G. Burnside, G. Hernandez, R.M. Johnson, T.L. Killeen, C. Mazaudier, J.W. Meriwether, J.E. Salah, R.J. Sica, R.W. Smith, N.W. Spencer, V.B. Wickwar and T.S. Virdi, 1991, “Revised global model of upper thermospheric winds using satellite and ground-based observations”, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 7657–7688.
- A.E. Hedin, E.L. Fleming, A.H. Manson, F.J. Schmidlin, S.K. Avery, R.L. Clark, S.J. Franke, G.J. Fraser, T. Tsuda, F. Vial and R.A. Vincent, 1996, “Empirical wind model for upper, middle and lower atmosphere”, *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, **58**, 1421–1447.
- A.E. Hedin, N. W. Spencer and T.L. Killeen, 1988, “Empirical global model of upper thermosphere winds based on atmosphere and dynamics explorer satellite data”, *Journal of Geophysical Research*, **93**, 9959–9978.
- Claus Hetzer, M.A. Garcès and D. Drob, 2005, “Towards automatic infrasonic source locations with site-specific, temporally varying travel time curves”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Papeete, Tahiti, France.

- C. O. Hines, 1960, "Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights", *Canadian Journal of Physics*, **38**, 1441–1481.
- E.S. Husebye, 1969, "Direct measurement of  $dT/d\Delta$ ", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **59** (2), 717–727.
- J. B. Johnson, J. M. Lees and H. Yepes, 2006, "Volcanic eruptions, lightning, and a waterfall : Differentiating the menagerie of infrasound in the Ecuadorian jungle", *Geophysical Research Letters*, **33** (L06308), doi :10.1029/2005GL025515.
- R.A. Johnson and D.W. Wichern, 1992, *Applied Multivariate Statistical Analysis*, Prentice Hall, New York, 3rd edition.
- H. Kanamori, J. Mori and D. Harkrider, 1994, "Excitation of atmospheric oscillations by volcanic eruptions", *Journal of Geophysical Research*.
- S.N. Kulichkov, K.V. Avilov, G.A. Bush, O.E. Popov, O.M. Raspopov, A.K. Baryshnikov, D.O. ReVelle and R.W. Whitaker, 2004, "On anomalously fast infrasonic arrivals at long distances from surface explosions", *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **40** (1), 1–9.
- S. Lambotte, 2003, "Modélisation 3D de la propagation des infrasons dans l'atmosphère et étude de cas", Rapport de stage : EOST - CEA.
- L.D. Landau and E. Lifchitz, 1989, *Fluid Mechanics : Course of theoretical physics*, volume 6, Pergamon Press, Oxford, England, 2 edition.
- A. Le Pichon, 2002, "Infrasounds generated by the Etna volcano (july 24-26, 2001)", *Technical report*, DASE, Bruyères le Châtel, France.
- A. Le Pichon, K. Antier and D.P. Drob, 2006a, "Multi-year validation of the NRL-G2S wind fields using infrasound from Yasur", *InfraMatics*, **16**, 1–9.
- A. Le Pichon, E. Blanc, D. Drob, S. Lambotte, J.-X. Dessa, M. Lardy, P. Bani and S. Vergnolle, 2005 Julya, "Infrasound monitoring of volcanoes to probe high-altitude winds", *Journal of Geophysical Research*, **110** (D13106), doi :10.1029/2004JD005587.
- A. Le Pichon and Y. Cansi, 2003 June, "PMCC for Infrasound data processing", *InfraMatics*, **2**, 1–9.
- A. Le Pichon, L. Ceranna, M. Garcès, D. Drob and M. Millet, 2006 juneb, "On using infrasound from interacting ocean swells for global continuous measurements of winds and temperature in the stratosphere", *Journal of Geophysical Research*, **111** (D11106), doi : 10.1029/2005JD006690.
- A. Le Pichon and D. Drob, 2004 December, "Probing high-altitude winds using infrasound", *Inframatics*, pages 1–15.
- A. Le Pichon, D. Drob and S. Lambotte, 2004a, "Infrasound monitoring of volcanoes", in : "Infrasound Technology Workshop", Hobart, Tasmania, Australia.
- A. Le Pichon, M. Garcès, E. Blanc, M. Barthélémy and D. Drob, 2002a, "Acoustic propagation and atmosphere characteristics derived from infrasonic waves generated by the Concorde", *Journal of Acoustical Society of America*, **111**, 629–640.
- A. Le Pichon, J. Guilbert, M. Vallée, J.-X. Dessa and M. Ulziibat, 2003, "Infrasonic imaging of the Kunlun Mountain for the great 2001 China earthquake", *Geophysical Research Letters*, **30**, 1814.



- A. Le Pichon, J.-M. Guérin, E. Blanc and D. Raymond, 2002b, “Trail in the atmosphere of the 29 December 2000 meteor as recorded in Tahiti : Characteristics and trajectory reconstitution”, *Journal of Geophysical Research*, **107**, 4709.
- A. Le Pichon, P. Herry, P. Mialle, J. Vergoz, N. Brachet, M. Garcès, D. Drob and L. Ceranna, 2005b, “Infrasound associated with 2004-2005 large Sumatra earthquakes and tsunami”, *Geophysical Research Letters*, **32** (L19802).
- A. Le Pichon, P. Mialle, J. Guilbert and J. Vergoz, 2006c, “Multistation infrasonic observations of the Chilean earthquake of 2005 June 13”, *Geophysical Journal International*, **167**, 838–844.
- A. Le Pichon, J.L. Plantet, L. Ceranna and L. Evers, 2004 Novemberb, “Location of Infrasonic Events Using Multiple Arrays Over Europe”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Hobart, Tasmania, Australia.
- T.-L. Lin and C. Langston, 2007, “Infrasound from thunder : A seismic natural source”, *Geophysical Research Letter*, **34** (L14303), doi :10.1029/2007GL030404.
- L. Liszka, 1974 November, “Long-distance propagation of infrasound from artificial source”, *Journal of the Acoustical Society of America*, **56** (5), 1383–1388.
- L. Liszka, 1978 August, “Long-distance focusing of Concorde sonic boom”, *Journal of the Acoustical Society of America*, **64** (2), 631–635.
- L. Liszka, 2004, “On the Possible Infrasound Generation by Sprites”, *Journal of Low Frequency Noise, Vibration and Active Contro*, **23** (2), 85–93, doi :10.1260/0263092042869838.
- A. Lomax, J. Virieux, P. Volant and C. Berge, 2000, “Probabilistic earthquake location in 3D and layered models : Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations”, in : C.H. Thurmer and N. Rabinowitz, editors, “Advances in Seismic Event Location”, pages 101–134, Kluwer, Amsterdam, Netherlands.
- P. Mialle, A. Le Pichon, J. Vergoz, J. Virieux and E. Blanc, 2007 Novembra, “Construction of 3D propagation tables for localizing infrasonic events”, in : “Infrasound Technology Workshop”, Tokyo, Japon.
- P. Mialle, A. Le Pichon, J. Virieux and E. Blanc, 2007 Julyb, “Methodology for infrasound sources localization using global propagation tables”, in : “Eighth International Conference on Theoretical and Computational Acoustics”, Heraklion, Crète, Grèce.
- P. Mialle, A. Le Pichon, J. Virieux and E. Blanc, 2007 Avrila, “Methodology for infrasound sources localization using global propagation tables”, in : “European Geophysical Union”, Vienne, Autriche.
- P. Mialle, A. Le Pichon, J. Virieux and E. Blanc, 2008a, “Infrasound Localization with propagation tables : I. Global propagation tables methodology”, *Geophysical Research Letters*, to be submitted.
- P. Mialle, A. Le Pichon, J. Virieux and E. Blanc, 2008b, “Infrasound Localization with propagation tables : II. Localization propagation tables applied on the Buncefield Fire, December, 11th, 2005”, *Geophysical Research Letters*, to be submitted.
- R. Michael Jones, P. Riley and T.M. Georges, 1986, “HARPA : A versatile three-dimensional Hamiltonian ray-tracing program for acoustic waves in the atmosphere above irregular terrain”, *Technical report*, U.S. Department of Commerce : National Oceanic and Atmospheric Administration.



- Vadim Monteiller, 2006, *Tomographie à l'aide de décalage temporels d'ondes sismiques P : développements méthodologiques et applications*, Ph.D. thesis, Université de Savoie, France.
- D. Norris and R. Gibson, 2004, "Validation studies using a TDPE propagation model and near real-time atmospheric specifications", in : "Infrasound Technology Workshop", Hobart, Tasmania, Australia.
- D. Norris, R. Gibson, J. Bhattacharyya and R. Whitaker, 2005, "Development of advanced propagation models and application to the study of impulsive infrasonic events at various ranges", in : "27th Seismic Research Review : Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies", pages 838–844, Rancho Mirage, California, U.S.A.
- D.E. Norris, J. Bhattacharyya and R.W. Whitaker, 2007, "Development of advanced propagation models and application to the study of impulsive infrasonic events", in : "29th Monitoring Research Review : Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies", pages 864–873, Denver, Colorado, U.S.A.
- M. O'Brien and G. Shields, 2004, "Infrasound source location using time-varying atmospheric models", in : "26th Seismic Research Review : Trends in Nuclear Explosion Monitoring", pages 660–669, Orlando, Florida, U.S.A.
- M.S. O'Brien, J.R. Bowman and D.P. Drob, 2007a, "Improved infrasound locations through atmospheric models using wind data and ground-truth infrasound events", in : "28th Seismic Research Review : Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies", pages 926–935, Orlando, Florida, U.S.A.
- M.S. O'Brien, D.P. Drob and J.R. Bowman, 2007b, "Improved infrasound event location", in : "29th Monitoring Research Review : Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies", pages 875–883, Denver, Colorado, U.S.A.
- S. Osher and J.A. Sethian, 1989, "Fronts Propagating with Curvature-Dependent Speed : Algorithms Based on Hamilton–Jacobi Formulations", *Journal of Computational Physics*, **79**, 12–49.  
URL <http://math.berkeley.edu/~sethian/2006/Papers/sethian.osher.88.pdf>
- L. Ottemöller and L.G. Evers, 2007, "Seismo-acoustic analysis of the buncefield oil depot explosion in the UK, 2005", *Geophysical International Journal*, submitted.
- Christophe Peyret, 1995, *Contribution à l'étude de la propagation des ondes de choc dans l'atmosphère*, Ph.D. thesis, Université de Paris VI, Paris, France.
- J.M. Picone, A. Hedin, D. Drob and A. Aikin, 2002, "NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere : statistical comparison and scientific issues", *Journal of Geophysical Research*, **107**.
- A.D. Pierce, 1989, *Acoustics : An Introduction to Its Physical Principles and Applications*, The Acoustical Society of America, New York, 2nd ed. edition.
- P.F. Piserchia, 2005, "Logiciel de prévision acoustique en milieu extérieur complexe, ATMOS 1.2, Rapport Technique CSTB", *Technical report*, CEA/DASE/LDG, Bruyères le Châtel, France.
- M. Pitteway and C.O. Hines, 1963, "The viscous damping of atmospheric gravity waves", *Canadian Journal of Physics*.

- N. Rawlinson and M. Sambridge, 2005, "The fast marching method : an effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media", *Exploration Geophysics*, **36**, 341–350.
- J.W. Reed, 1972, "Attenuation of Blast Waves by the Atmosphere", *Journal of Geophysical Research*, **77** (9), 1616–1622.
- D. Rind, 1977, "Heating of the lower thermosphere by dissipation of acoustic waves", *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **39**, 445–456.
- Malcolm Sambridge, 1999a, "Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. Searching a parameter space", *Geophysical Journal International*, **138**.
- Malcolm Sambridge, 1999b, "Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - II. Appraising the ensemble", *Geophysical Journal International*, **138**, 727–746.
- Malcolm Sambridge and K. Gallagher, 1993, "Earthquake hypocenter location using genetic algorithms", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **83**, 1467–1491.
- M.S. Sambridge and B.L.N. Kennett, 2001, "Seismic Event Location : Nonlinear Inversion using a Neighbourhood Algorithm", *Pure and Applied Geophysics*, **158**, 241–257.
- J.A. Sethian, 1987, "Numerical Methods for Propagating Fronts", in : P. Concus and R. Finn, editors, "Variational Methods for Free Surface Interfaces, Proceedings of the September, 1985 Vallambrosa Conference", Springer-Verlag, New York, U.S.A.  
URL <http://math.berkeley.edu/~sethian/2006/Papers/sethian.vallambrosa.87.pdf>
- J.A. Sethian, 1996, "A Fast Marching Level Set Method for Monotonically Advancing Fronts", *Proceeding of the National Academy of Science*, **93** (4), 1591–1595.  
URL <http://math.berkeley.edu/~sethian/2006/Papers/sethian.fastmarching.pdf>
- J.L. Stevens, I.I. Divnov, D.A. Adams, J.R. Murphy and V.N. Bourchik, 2002, "Constraints on Infrasound Scaling and Attenuation Relations from Soviet Explosion Data", *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 1045–1062.
- B.W. Stump, Hayward C., C. Hetzer and R. Zhou, 2001 octobera, "Utilization of Seismic and Infrasound Signals for Characterizing Mining Explosion", in : "23rd Seismic Research Review : Worldwide Monitoring of Nuclear Explosions", pages 550–558, Los Alamos, New Mexico, U.S.A.
- B.W. Stump, M.-S. Jun, C. Hayward, J.-S. Jeon, I.-Y. Che, S. Mihan House and T.-S. Kim, 2001 octoberb, "Assessment of seismic and infrasound signals in Korea with ground truth", in : "23rd Seismic Research Review : Worldwide Monitoring of Nuclear Explosions", pages 431–440, Los Alamos, New Mexico, U.S.A.
- L. Sutherland and H. Bass, 2004, "Atmospheric absorption in the atmosphere up to 160 km", *Journal of Acoustical Society of America*, **115**.
- L.C. Sutherland and H.E. Bass, 1996, "Atmospheric absorption in the atmosphere at high altitudes", in : "7th Long Range Sound Propagation Symposium", Lyon, France.
- A. Tarantola and B. Valette, 1982 Maya, "Generalized Nonlinear Inverse Problems solved using the Least Squares Criterion", *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20** (2), 219–232.
- A. Tarantola and B. Valette, 1982b, "Inverse Problems = Quest for Information", *Journal of Geophysics*, **50**.

- Albert Tarantola, 2005, *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*, SIAM (Society for Industrial and Applied Mathematics), Philadelphia.
- S. Uppala, 2006 September, “Reanalysis and climate variability”, in : “6th EMS (European Meteorological Society) / 6th ECAC (European Conference on Applied Climatology)”, Ljubjana, Slovenia.
- S.M. Uppala, P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, R.P. McNally, J-F. Mahfouf, J-J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo and J. Woollen, 2005, “The ERA-40 re-analysis”, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- S. Vergnolle, M. Boichu and J. Caplan-Auerbach, 2004, “Acoustic measurments of the 1999 basaltic eruption of Shishaldin volcano, Alaska. 1. Origin of Strombolian activity”, *Journal of Volcanology and Geothermal research*, **137**, 109–134, doi :10.1016/j.jvolgeores.2004.05.003.
- J. Virieux and V. Farra, 1991, “Ray tracing in 3-D complex isotropic media : An analysis of the problem”, *Geophysics*, **56** (12), 2057–2069.
- J. Virieux, N. Garnier, E. Blanc and J.-X. Dessa, 2004, “Paraxial raytracing for atmospheric wave propagation”, *Geophysical Research Letters*, **31**.
- Jean Virieux, 1996, *Seismic Ray Tracing*, pages 223–304, E. Boschi, G. Ekström and A. Morelli, Bologna, Italy, instituto nazionale di geofisica edition.
- K. Wapenaar, 2006 June, “Non reciprocal Green’s function retrieval by cross-correlation”, *Journal of Acoustical Society of America Express Letters*, **120** (1), 7–13, doi :10.1121/1.2208153.
- M.E. Weber and W.L. Donn, 1982, “Ducted propagation of Concorde-generated shock waves”, *Journal of Acoustical Society of America*, **71**, 340–347.
- R. Whitaker, 1995, “Infrasonic monitoring”, *Technical report*, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, New Mexico, U.S.A.
- R. Whitaker, P. Sandoval and J. Mutschlecner, 2003, “Recent Infrasound analysis”, in : “25th Seismic Research Review : Nuclear Explosion Monitoring - Building the Knowledge Base”, pages 646–654, Tucson, Arizona, U.S.A.
- R.W. Whitaker and J.P. Mutschlecner, 2006, “Revisiting yield, direction, and signal type”, in : “28th Seismic Research Review : Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies”, pages 957–964, Orlando, Florida, U.S.A.
- G.B. Whitham, 1974, “Linear and nonlinear waves”, *Wiley-Interscience, New York*.
- C. Wilson, 2003 June, “Auroral Infrasound at Fairbanks, Alaska as Observed at CTBT Infrasonics Array 153US”, *InfraMatics*, pages 10–18.
- C.R. Wilson and D.P. Drob, 2006 December, “I53US Bolide event of september 11, 2006 at Bethel, Alaska”, *InfraMatics*, **16**, 10–17.

- C.R. Wilson and J.V. Olsen, 2003 April, "Mountain Associated Waves at I53US and I55US in Alaska and Antarctica in the Frequency Passband From 0.015 to 0.10 Hz", *Technical report*, Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, U.S.A.
- R. Worthington and L. Thomas, 1997, "Impact of the tropopause on upward propagation of mountain waves", *Geophysical Research Letter*.



# Table des figures

1.1	Le réseau du Système de Surveillance International pour les quatre technologies.	13
1.2	Structure de l'atmosphère et profil de température. . . . .	14
1.3	Les principales sources génératrices d'infrasons dans l'atmosphère. . . . .	17
1.4	Grandeurs caractéristiques de l'atmosphère . . . . .	21
1.5	Définition du domaine fréquentiel d'étude des ondes infrasonores. . . . .	23
1.6	Variations saisonnières de température obtenues avec les modèles <i>MSIS-E</i> à Flers et à <i>I22FR</i> (Nouvelle-Calédonie) en 2003. . . . .	24
1.7	Variations spatiale et saisonnière de la température avec les modèles empiriques <i>MSIS-E</i> . . . . .	25
1.8	Variations saisonnières des champs de vent obtenus avec le modèle <i>HWM</i> , à Flers pour l'année 2003. . . . .	26
1.9	Influence des vents sur la propagation. Illustration avec une simulation par tracé de rai, la propagation Est-Ouest est asymétrique [Blanc <i>et al.</i> , 1997]. . . . .	27
1.10	Coefficient total d'atténuation $\alpha_t$ en <i>dB/km</i> , en fonction de la fréquence et de l'altitude [Bass and Hetzer, 2006]. . . . .	28
1.11	Représentation des zones de silence (surfaces bleutées) avec des simulations de la propagation des infrasons dans l'atmosphère. . . . .	30
1.12	Variations globales des vitesses des vents avec le modèle <i>ECMWF</i> . . . . .	34
1.13	Variations spatiales des vitesses des vents zonaux avec <i>ECMWF</i> . . . . .	36
1.14	Variabilité temporelle des vitesses des vents zonaux avec les modèles <i>NRL-G2S</i> . . . . .	37
1.15	Évolution temporelle de la propagation des infrasons avec tracé de rayon . . . . .	38
1.16	Variations de la célérité avec les modèles <i>ECMWF</i> et <i>HWM 1/2</i> . . . . .	41
1.17	Variations de la célérité avec les modèles <i>ECMWF</i> et <i>HWM 2/2</i> . . . . .	42
1.18	Variations des vents méridiens avec les modèles <i>ECMWF</i> et <i>HWM</i> . . . . .	43
1.19	Variations des vents zonaux avec les modèles <i>ECMWF</i> et <i>HWM</i> . . . . .	44
1.20	Capteur MB2000 du CEA. . . . .	45
1.21	Configuration et système de filtrage d'une station du <i>SSI</i> . . . . .	46
1.22	Exemple de détections à la station <i>I26DE</i> avec <i>PMCC</i> [Cansi, 1995] . . . . .	48
1.23	Influence des vents sur les détections d'azimuts, par <i>PMCC</i> , à la station <i>I22FR</i> de Nouvelle-Calédonie [Le Pichon <i>et al.</i> , 2005a] : déviation des azimuts de détection de l'ordre de 15° entre hiver et été. . . . .	49
1.24	Influence des vents sur les détections d'azimuts du Concorde à Flers [Le Pichon <i>et al.</i> , 2002a] . . . . .	52
1.25	Erreur de localisation [Evers and Haak, 2004]. . . . .	52
1.26	Tables 1D : ponctuelle en fonction de l'azimut [Garcès and Hetzer, 2004]. . . . .	55
1.27	Tables de présence des phases thermosphériques Drob and Picone [2003]. . . . .	55
1.28	Tesselation de la sphère [Brown, 2005]. . . . .	57
1.29	Détections à la station de Flers avec <i>PMCC</i> [Cansi, 1995] . . . . .	59
1.30	Prélocalisation d'un évènement infrason par croisement des azimuts . . . . .	62



2.1	Variations spatio-temporelles des champs de vent (zonal et méridien) et de la vitesse du son (chaque courbe correspond à un point de la grille atmosphérique).	71
2.2	Grille atmosphérique et profils de célérité effectives correspondants. . . . .	72
2.3	Rotation dans <i>WASP-3D sph</i> . . . . .	77
2.4	Synoptique de la localisation avec les tables globales de propagation. . . . .	81
2.5	Tracé de rai <i>WASP-3D Sph</i> , projection le long de la direction de propagation. . .	82
2.6	Domaine d'émission en incidence pour <i>WASP-3D Sph</i> . . . . .	83
2.7	Synoptique simplifié de la construction des tables globales de propagation. . . .	84
2.8	Exemple de maillage de sources centré sur la station de Flers . . . . .	86
2.9	Maillage source et grille de données atmosphériques . . . . .	87
2.10	Maillage source centré sur la station <i>I26DE</i> (Allemagne), évolution horizontale du maillage et boîte d'intégration des rais (de dimension $\Delta R, \Delta \theta, \Delta h$ ). . . . .	88
3.1	Lecture des tables régulière de propagation avec un exemple . . . . .	93
3.2	Tables régulières pour Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 TU avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phase stratosphérique . . . . .	95
3.3	Tables régulières pour Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 TU avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phase Thermosphériques . . . . .	96
3.4	Champs de vents pour Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 TU avec modèle <i>NRL-G2S</i>	98
3.5	Zone d'ombre, zoom sur la table des célérité avec <i>NRL-G2S</i> . . . . .	99
3.6	Tables régulières de déviation standard pour Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 TU avec <i>NRL-G2S</i> , phase stratosphérique . . . . .	101
3.7	Tables régulières de déviation standard pour Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 TU avec <i>NRL-G2S</i> , phase thermosphériques . . . . .	102
3.8	Tables régulières stratosphériques de nombre de rais et distance des rebonds : Flers 11/12/2005 6 : 00 TU avec <i>NRL-G2S</i> . . . . .	104
3.9	Tables régulières thermosphériques de nombre de rais et distance des rebonds : Flers 11/12/2005 6 : 00 TU avec <i>NRL-G2S</i> . . . . .	105
3.10	Projection des rais et corrections d'azimuts . . . . .	107
3.11	Représentation des rais en 3D et conversions de phases . . . . .	108
3.12	Profils de son effectif et Rais convertis . . . . .	109
3.13	Synoptique simplifié de la construction des tables globales avancées. . . . .	110
3.14	Inflexions hautes et basses des rais dans une configuration donnée. . . . .	111
3.15	Positions des rebonds obtenus avec <i>WASP-3D Sph</i> et en tirant des rais régulièrement en incidence dans deux azimuts. . . . .	112
3.16	Synoptique de la construction des tables globales avancées. . . . .	122
3.17	Tables avancées pour Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 TU avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phase stratosphérique . . . . .	124
3.18	Tables avancées stratosphériques de nombre de rais et distance des rebonds : station de Flers 11/12/2005 6 : 00 TU avec <i>NRL-G2S</i> . . . . .	125
3.19	Tables avancées pour Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 TU avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phase Thermosphérique . . . . .	126
3.20	Tables avancées thermosphériques de nombre de rais et distance des rebonds : Flers 11/12/2005 6 : 00 TU avec <i>NRL-G2S</i> . . . . .	127
3.21	Comparaison des tables régulières et avancées, pour les phases stratosphérique à Flers . . . . .	129
3.22	Comparaison des tables régulières et avancées, pour les phases thermosphériques à Flers . . . . .	130
3.23	Comparaison des tables régulières et avancées, pour le nombre de rebonds participant aux phases stratosphérique à Flers . . . . .	131

3.24	Comparaison des tables régulières et avancées, pour le nombre de rebonds participant aux phases thermosphériques à Flers . . . . .	132
3.25	Comparaison des distance entre les rebonds et Flers des tables régulières et avancées	133
3.26	Tables des phases stratosphériques à la station <i>I26DE</i> , rebonds 5 à 7 . . . . .	135
3.27	Tables des phases stratosphériques à la station <i>I26DE</i> , rebonds 8 à 10 . . . . .	136
3.28	Tables des phases stratosphériques à la station de Flers, rebonds 1 à 3 . . . . .	137
3.29	Tables des phases thermosphériques à la station de Flers, rebonds 1 à 3 . . . . .	138
3.30	Paramètres de rai et zones de conversions . . . . .	139
3.31	Prélocalisation (étoile bleue) de l'évènement de juillet 2001 par croisement des azimuts, détectés à <i>I26DE</i> , et Flers sans correction des effets de l'atmosphère (Etna est représenté par le trapèze rouge). . . . .	141
3.32	Localisation de l'évènement de juillet 2001 avec le modèle <i>HWM</i> par <i>I26DE</i> et Flers	144
4.1	Photographies de l'explosion de Ghislenghien. . . . .	149
4.2	Détections <i>P.M.C.C.</i> associées à l'évènement de Ghislenghien à quatre stations .	151
4.3	Hodochrones réalisés avec <i>WASP-3D Sph</i> et les modèles <i>HWM</i> aux stations (a) de Flers et (b) <i>I26DE</i> . . . . .	152
4.4	Vents <i>HWM</i> au 30 juillet 2004, (a) dans la troposphère (à 10 km) et (b) dans la stratosphère (à 40 km). . . . .	153
4.5	Tables locales par types de phases pour les stations de Flers et <i>I26DE</i> . . . . .	154
4.6	Localisation de l'évènement du 30 juillet 2004 vers 7 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>HWM</i> par <i>I26DE</i> , <i>DBN</i> et Flers . . . . .	155
4.7	Localisation de l'évènement du 30 juillet 2004 vers 7 : 00 <i>TU</i> avec les stations de Flers, <i>DBN</i> et <i>I26DE</i> (l'étoile jaune pour Ghislenghien et le losange vers pour la localisation infrason). . . . .	156
4.8	Photographies de l'explosion de Novaky . . . . .	157
4.9	Localisation <i>CSEM</i> et stations du <i>SSI</i> . . . . .	158
4.10	Détections avec <i>PMCC</i> pour les trois stations du <i>SSI</i> : (a) <i>I26DE</i> , (b) <i>I31KZ</i> et (c) <i>I46RU</i> . . . . .	159
4.11	Vents <i>HWM</i> projetés pour les stations <i>I26DE</i> , <i>I31KZ</i> et <i>I46RU</i> . . . . .	161
4.12	Hodochrones aux quatre stations du <i>SSI</i> de la zone géographique avec <i>WASP-3D Sph</i> . . . . .	163
4.13	Maillage local des sources pour les simulations . . . . .	164
4.14	Tables locales à <i>I26DE</i> pour les phases Thermosphériques . . . . .	166
4.15	Tables locales à <i>I31KZ</i> pour les phases Thermosphériques . . . . .	167
4.16	Localisation de l'évènement du 02 mars 2007 avec le modèle <i>HWM</i> par <i>I26DE</i> , <i>I31KZ</i> et <i>I46RU</i> . . . . .	168
4.17	Photographies de l'explosion de Buncefield. . . . .	169
4.18	Détections <i>P.M.C.C.</i> associées à l'évènement de Buncefield à quatre stations . .	171
4.19	Détections <i>P.M.C.C.</i> [Cansi, 1995] à Flers liées à l'explosion de Buncefield. . . .	172
4.20	Profils de vent à Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i>	173
4.21	Champs de vents <i>NRL-G2S</i> projetés pour une source à Londres, le 11 décembre 2005. . . . .	175
4.22	Hodochrones aux 4 stations Européennes : de Flers, <i>I26DE</i> , <i>IGADE</i> et d'Uppsala	176
4.23	Hodochrones aux 4 stations Européennes : de Flers, <i>I26DE</i> , <i>IGADE</i> et d'Uppsala	178
4.24	Tables locales à <i>I26DE</i> avec <i>NRL-G2S</i> . . . . .	180
4.25	Tables locales à Flers avec <i>NRL-G2S</i> . . . . .	180
4.26	Localisation de l'évènement du 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> par <i>I26DE</i> et Flers . . . . .	182
4.27	Détections et tables correspondantes par ordre de rebonds à Flers et <i>I26DE</i> . . . .	184

4.28	Détections et tables correspondantes par ordre de rebonds à <i>IGADE</i> . . . . .	185
4.29	Localisation de l'évènement du 11 décembre 2005 avec les multi-trajets . . . . .	186
4.30	Les sept stations du <i>SSI</i> considérées. . . . .	188
4.31	Évolution des tables avancées de propagation en fonction de la saison pour les <i>Is</i> à <i>I02AR</i> avec <i>ECMWF</i> . . . . .	191
4.32	Évolution des tables avancées de propagation en fonction du jour pour les <i>Is</i> à <i>I02AR</i> avec <i>ECMWF</i> . . . . .	192
4.33	Évolution des célérités moyennes et de leurs déviations standards pour 7 stations du <i>SSI</i> au cours de l'année 2003. . . . .	194
4.34	Évolution du remplissage surfacique des tables pour 7 stations du <i>SSI</i> au cours de l'année 2003. . . . .	195
A.1	Tables régulières "homogénéisées" pour la station de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phases stratosphériques . . . . .	205
A.2	Tables régulières "homogénéisées" pour la station de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phases thermosphériques . . . . .	206
A.3	Tables régulières "homogénéisées" de déviation standard pour la station de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phases stratosphériques	207
A.4	Tables régulières "homogénéisées" de déviation standard pour la station de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phases thermosphériques	208
A.5	Tables régulières "homogénéisées" stratosphériques de nombre de rais et distance des rebonds : Flers 11/12/2005 6 : 00 <i>TU</i> avec <i>NRL-G2S</i> . . . . .	209
A.6	Tables régulières "homogénéisées" thermosphériques de nombre de rais et distance des rebonds : Flers 11/12/2005 6 : 00 <i>TU</i> avec <i>NRL-G2S</i> . . . . .	210
A.7	Champs de vents pour Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>HWM</i>	211
A.8	Tables régulières "homogénéisées" pour la station de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>HWM</i> , phases stratosphériques . . . . .	212
A.9	Tables régulières "homogénéisées" pour la station de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>HWM</i> , phases thermosphériques . . . . .	213
A.10	Tables régulières "homogénéisées" de déviation standard pour la station de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>HWM</i> , phases stratosphériques .	214
A.11	Tables régulières "homogénéisées" de déviation standard pour la station de Flers au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>HWM</i> , phases thermosphériques	215
A.12	Tables régulières "homogénéisées" pour la station de <i>I26DE</i> au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>HWM</i> , phases stratosphériques . . . . .	216
A.13	Tables régulières "homogénéisées" pour la station de <i>I26DE</i> au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>HWM</i> , phases thermosphériques . . . . .	217
A.14	Comparaison des tables de déviation standard régulières et avancées, pour les altitudes de réfraction à Flers . . . . .	219
A.15	Comparaison des tables de déviation standard régulières et avancées, pour les phases stratosphérique à Flers . . . . .	220
A.16	Comparaison des tables de déviation standard régulières et avancées, pour les phases thermosphériques à Flers . . . . .	221
A.17	Tables avancées de propagation pour <i>I26DE</i> au 2 mars 2007 à 15 : 30 <i>TU</i> avec <i>HWM</i> , phase thermosphériques . . . . .	223
A.18	Tables avancées pour <i>I31KZ</i> au 2 mars 2007 à 15 : 30 <i>TU</i> avec <i>HWM</i> , phase stratosphériques . . . . .	224
A.19	Tables avancées pour <i>I46RU</i> au 2 mars 2007 à 15 : 30 <i>TU</i> avec <i>HWM</i> , phase stratosphériques . . . . .	225
A.20	Tables avancées pour la station d' <i>I26DE</i> au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phase stratosphériques . . . . .	227

A.21	Tables avancées pour la station d' <i>I26DE</i> au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phase thermosphériques . . . . .	228
A.22	Tables avancées pour la station d' <i>IGADE</i> au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phase stratosphériques . . . . .	229
A.23	Tables avancées pour la station d' <i>IGADE</i> au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phases thermosphériques . . . . .	230
A.24	Tables avancées pour la station d'Uppsala au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phases stratosphériques . . . . .	231
A.25	Tables avancées pour la station d'Uppsala au 11 décembre 2005 à 6 : 00 <i>TU</i> avec le modèle <i>NRL-G2S</i> , phase thermosphérique . . . . .	232
A.26	Variabilité saisonnière <i>I18DK</i> avec les modèles <i>ECMWF</i> . . . . .	234
A.27	Variabilité saisonnière <i>I18DK</i> avec les modèles <i>HWM</i> . . . . .	237
A.28	Variabilité saisonnière <i>I51UK</i> avec les modèles <i>ECMWF</i> . . . . .	238
A.29	Variabilité saisonnière <i>I51UK</i> avec les modèles <i>HWM</i> . . . . .	239
A.30	Variabilité saisonnière <i>I25FR</i> avec les modèles <i>ECMWF</i> . . . . .	240
A.31	Variabilité saisonnière <i>I25FR</i> avec les modèles <i>HWM</i> . . . . .	241
A.32	Variabilité saisonnière <i>I08BO</i> avec les modèles <i>ECMWF</i> . . . . .	242
A.33	Variabilité saisonnière <i>I08BO</i> avec les modèles <i>HWM</i> . . . . .	243
A.34	Variabilité saisonnière <i>I01AR</i> avec les modèles <i>ECMWF</i> . . . . .	244
A.35	Variabilité saisonnière <i>I01AR</i> avec les modèles <i>HWM</i> . . . . .	245
A.36	Variabilité saisonnière <i>I02AR</i> avec les modèles <i>ECMWF</i> . . . . .	246
A.37	Variabilité saisonnière <i>I02AR</i> avec les modèles <i>HWM</i> . . . . .	247
A.38	Variabilité saisonnière <i>I54US</i> avec les modèles <i>ECMWF</i> . . . . .	248
A.39	Variabilité saisonnière <i>I54US</i> avec les modèles <i>HWM</i> . . . . .	249



# Index

- $\tau$ -P, 54, 57
- échelle globale, 58
- éolienne, 17
- équation canonique du rai, 69
- éruption de l'Etna, 10, 52, 61, 142
  
- aéro-acoustique, 14
- absorption atmosphérique, 27
- acoustique, 14
- acoustique audible, 50
- acoustique géométrique, 14
- activité industrielle, 16
- amplitude, 72
- association des phases, 58, 158, 172
- atmosphère, 8, 17, 49, 70, 88, 173
- aurores boréales, 16
  
- boîte d'intégration, 86, 87
  
- célérité, 56, 57, 89, 103
- CEA, 12
- CID (IDC), 7, 12
- CND (NDC), 8, 12, 58, 106
- Concorde, 17, 51
- conversion de phase, 100, 107
- croisement des azimuts, 56
  
- détection, 12, 46
- déviations d'azimut, 58, 89, 99, 103
- DASE, 12
  
- ECMWF, 33, 53, 150, 193, 198
- explosion, 16, 60
- explosion de Buncefield, 10, 30, 59, 94, 134, 168, 197
- explosion de Ghislenghien, 10, 149
- explosion de Novaky, 10, 157, 197
  
- hodochrone, 150, 160, 175
- houle océanique, 16
- HWM, 26, 31, 53, 149, 157, 175, 193, 198
  
- identification des phases, 58, 59, 94, 97, 150, 159, 172
  
- identité du rai, 113
- infrason, 12, 14
  
- LDG, 12, 14
- localisation, 9, 12, 50, 57, 89, 141, 155, 165, 181, 198
  
- mésosphère, 18
- météorites, 16
- maillage, 85, 87
- modèle atmosphérique, 30, 110, 193
- MSIS-E, 32, 53, 157
- multi-trajet, 54, 144, 183
  
- nomenclature, 28, 59, 97, 153
- NRL-G2S, 36, 53, 168
  
- ondes de montagne, 15
- orage, 15
- ordre des rebonds, 103, 134, 183
- OTICE (CTBTO), 7, 12, 14, 51
  
- paraxial, 72, 118
- phase, 22, 28, 110
- PMCC, 46, 150
- point source, 85
- prélocalisation, 61, 141
- problème direct, 66
- problème inverse, 79
  
- rai central, 114
- rai voisin, 114, 120
  
- séisme, 12, 15
- simulation, 14, 62, 66
- sismologie, 50
- source infrasonore, 14, 57
- sources anthropiques, 16
- sources naturelles, 14
- sprites, 15
- SSI (IMS), 7, 12, 60, 188
- station infrason, 12, 45, 149
- stratosphère, 18, 29
- structure de l'atmosphère, 18



table avancée, 110, 128, 198  
table de propagation, 9, 60, 81, 164, 179, 188,  
197, 209  
table locale, 143, 152, 164, 180  
table régulière, 92, 128, 198  
temps de vol, 56  
thermosphère, 18, 29  
tir au but, 115, 198  
tir de carrière, 16  
tracé de rai, 66, 69  
transition de phase, 113, 198  
troposphère, 18, 29  
  
vent, 18, 70  
volcan, 15, 61, 142  
  
WASP-3D Sph, 9, 69, 85, 120, 197  
  
zone d'ombre ou zone de silence, 100, 113



## Résumé

La localisation des sources infrasonores est un exercice difficile, de par les grandes distances de propagation en jeu et en raison de la complexité du milieu atmosphérique. La compréhension de la propagation des ondes, le rôle et l'influence de l'atmosphère et de ses variations spatiales et temporelles, la connaissance des sources et des différents paramètres de détection, mais aussi la configuration et la répartition des stations du réseau de surveillance sont autant d'informations essentielles pour appréhender cet exercice.

Dans l'optique de de l'obtention de localisations précises des événements infrasonores, deux méthodes de construction de tables de propagations dépendant des stations, de la date et de l'heure sont introduites. Ces tables se basent sur des simulations par tracé de rayons par WASP-3D Sph (Windy Atmospheric Sonic Propagation), outil intégrant l'estimation de l'amplitude à l'aide de rai paraxiaux et la prise en compte des champs de vents horizontaux, en espace et en temps, le long des trajectoires des rai. Les deux méthodes sont ensuite discutées et leurs performances comparées.

Les tables sont centrées sur le récepteur, elles décrivent les variations spatiales des principaux observables infrasonores. Celles-ci offrent alors un instantané de la propagation atmosphérique dépendant de la distance entre la source et le récepteur, pour tout type de phases simulées. Pour chaque trajectoire de rai, les paramètres de propagation tels que la célérité, la déviation d'azimut, l'atténuation et l'altitude de retour sont prédits et permettent la construction des tables. Ces dernières aident à identifier les phases détectées et sont intégrées dans une démarche précise de localisation de source.

La procédure de localisation est ensuite testée sur plusieurs cas d'études, tels que l'explosion d'une conduite de gaz à Ghislenghien, Belgique, le 30 juillet 2004, l'explosion d'une usine militaire à Novaky, Slovaquie, le 2 mars 2007 ou encore l'explosion du dépôt de carburant de Buncefield, Angleterre, le 11 décembre 2005. Les spécificités de chacun des événements, les paramètres de propagations et les configurations utilisées pour les trois cas sont également introduites. L'accent est mis sur la précision de la localisation et son optimisation.

Une étude de validation des tables de propagation est enfin abordée en considérant des stations du Système de Surveillance Internationale (SSI) situées le long d'un méridien - I18DK (Groenland, Danemark), I51UK (Bermudes, Angleterre), I25FR (Guyane, France), I08BO (La Paz, Bolivie), I01AR (Paso Flores, Argentine), I02AR (Ushuaia, Argentine), I54US (Antarctique, États-Unis). Ces tables permettent d'évaluer les variabilités spatiales, saisonnières et quotidiennes obtenues pour différents modèles atmosphériques empiriques HWM-93/MSISE-90 et réalistes ECMWF.

## Abstract

Localisation of infrasound sources is a difficult task due to large propagation distances at stake and because of the atmospheric complexity. In order to resolve this problem, one can seek as many necessary information as the comprehension of wave propagation, the role and influence of the atmosphere and its spatio-temporal variations, the knowledge of sources and detection parameters, but also the configuration of the stations and their global spreading.

Two methods based on the construction of propagation tables depending on station, date and time are introduced. Those tables require a long range propagation tool to simulate the propagation through a complex medium, which are carried out by WASP-3D Sph a 3D paraxial ray tracing based-theory tool integrating both amplitude estimation and horizontal wind fields in space and time. Tables are centred on the receptor. They describe spatial variations of the

main observation parameters and offer a snapshot of the atmospheric propagation depending on the range for every simulated phase. For each path, celerity, azimuth deviation, attenuation and return altitude are predicted and allow building the tables. The latter help to identify detected phases and are integrated in an accurate localization procedure.

The procedure is tested on three case study, such as the explosion of gas-pipeline in Belgium 2004 near Ghislenghien, the explosion of a military facility in 2007 in Novaky, Slovakia and the explosion of the Buncefield oil depot in 2005 in the United Kingdom, where event specificities, propagation parameters and used configurations are introduced. The accuracy and optimization of the localization are discussed.

A validation study is presented regarding International Monitoring System stations along a meridian - I18DK (Greenland, Denmark), I51UK (Bermuda, United Kingdom), I25FR (Guyane, France), I08BO (La Paz, Bolivia), I01AR (Paso Flores, Argentina), I02AR (Ushuaia, Argentina), I54US (Antarctica, U.S.A.) - to evaluate spatial, seasonal and daily variations for various atmospheric models.